Geologie der Umgebung von Yverdon

Jurafuss und mittelländische Molasse

(Siegfried-Atlas-Blätter Nrn. 286, 293 und 294)

Inauguraldissertation

der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern
zur Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Hans Andreas Jordi

von Dürrenroth (Bern)

Bern
Druck Stämpfli & Cie.
1955

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546613_0037

Geologie der Umgebung von Yverdon

Jurafuss und mittelländische Molasse

(Siegfried-Atlas-Blätter Nrn. 286, 293 und 294)

Inauguraldissertation

der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern
zur Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

Hans Andreas Jordi

von Dürrenroth (Bern)

Bern
Druck Stämpfli & Cie.
1955

Von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag des Herrn Professor Joos Cadisch angenommen.

Bern, den 28. Februar 1952.

Der Dekan:
André Mercier

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatabdruck aus
„Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz"
Neue Folge, 99. Lieferung, 1955

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Vorwort der Geologischen Kommission

In der Sitzung vom 7. März 1953 legte Herr Dr. Hans A. Jordi der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «Geologie der Umgebung von Yverdon» vor mit dem Gesuch, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Diese geologische Untersuchung stützt sich auf die von Herrn Jordi durchgeführte Kartierung des Blattes 293 Yverdon und Teilgebiete der Blätter 286 Grandson und 294 Donneloye der Siegfriedkarte.

Da die sehr detaillierte Kartenaufnahme bei der spätern Herausgabe des Blattes 1203 Yverdon (Landeskarte der Schweiz 1:25 000) des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000» übernommen werden kann, beschloss die Kommission, diese sorgfältige Arbeit in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen, wünschte aber, dass das sehr umfangreiche Manuskript gekürzt werde. Herr Prof. R. F. Rutsch hat sich bereit erklärt, die Dissertation seines in Übersee weilenden Schülers zu überarbeiten, so dass schliesslich im Juni 1954 mit dem Druck des «Beitrags» begonnen werden konnte. Herr Jordi wird einen wesentlichen Beitrag an die hohen Druckkosten leisten, wofür ihm die Geologische Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Geologischen Institut der Universität Bern.

Für den Inhalt des Textes und der beigegebenen Illustrationen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Basel, im Juni 1955.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. L. Vonderschmitt

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. R. F. Rutsch im Spätherbst 1948 begonnen. Die geologischen Feldarbeiten erstreckten sich auf die Jahre 1948–1951 und bestanden aus einer Detailkartierung des Blattes 293 (Yverdon) und Teilgebieten der Blätter 286 (Grandson) und 294 (Donneloye) der Siegfriedkarte.

Als topographische Grundlage für die Feldaufnahme dienten Vergrösserungen (1 : 10 000) der Siegfriedblätter sowie Gemeindekatasterpläne 1 : 5000, die mir von der Eidgenössischen Vermessungsdirektion zur Verfügung gestellt wurden. Als Grundlage für Detailstudien dienten eigene Vermessungen (1 : 1000) der Steinbruchbezirke am Mont Chamblon.

Die Orts- und Flurnamen sowie die Koordinaten (ideeller Nullpunkt 200 km südlich und 600 km westlich von Bern) beziehen sich ausschliesslich auf den Siegfriedatlas (Nachträge 1945). Auch die Höhenangaben sind dieser Karte (alter Wert) entnommen, wenn nicht ausdrücklich «(neuer Wert)» angegeben wird. Zur Ergänzung standen mir der «Photoatlas 1946» der Eidgenössischen Landestopographie sowie eigene Luftaufnahmen zur Verfügung.

Herzlich danken möchte ich Herrn Prof. Dr. R. F. Rutsch, unter dessen Leitung die ganze Arbeit ausgeführt wurde. Er hat durch sein lebhaftes Interesse und durch zahlreiche Anregungen meine Arbeit gefördert und durch eine Anzahl Feldbegehungen tatkräftig unterstützt.

Grosser Dank gebührt ferner Herrn Prof. Dr. J. Cadisch als Vorsteher des Geologischen Institutes der Universität Bern und für seine Ratschläge zum Mineral- und Thermalquellenproblem.

Die Herren Prof. Dr. H. Huttenlocher, Dr. Th. Hügi und Dr. H. Huber vom Mineralogisch-petrographischen Institut standen mir mit ihrer Erfahrung bei und stellten mir das gesteinschemische Laboratorium zur Verfügung. Die sediment-petrographischen Untersuchungen wurden unter Leitung von Herrn Dr. Hügi ausgeführt, dem ich auch die Einführung in die Gesteinsanalyse verdanke.

Den Herren Prof. Dr. W. Nowacki und Dr. H. Bürki bin ich für die Ausführung von Röntgenaufnahmen und für die Anleitung zu ihrer Auswertung verpflichtet.

Herrn Dr. J. Hürzeler, Kustos am Naturhistorischen Museum Basel, möchte ich für seine stete Bereitschaft, die von mir gefundenen Säugetierreste zu bestimmen, ganz speziell danken. Er lieferte damit einen ausserordentlich wertvollen Beitrag zur vorliegenden Arbeit.

Herr Prof. Dr. L. Vonderschmitt, Vorsteher des Geologischen Institutes der Universität Basel, stellte mir seine am Mont Chamblon gesammelten Materialien und Beobachtungen über die Kreide-Taschen zur Verfügung, und Herr Prof. Dr. M. Reichel, Basel, hatte die Freundlichkeit, einige Fossilschliffe zu begutachten.

Herr Dr. A. Bersier vom Naturhistorischen Museum Lausanne überliess mir die von E. Renevier gesammelten Cerithien von Epautheyres. Herr Dr. V. Bräm bearbeitete eine von mir gefundene Schildkröte aus der stampischen Molasse bei Yverdon. Die Herren Prof. Dr. A. Buxtorf, damals Präsident der Schweizerischen Geologischen Kommission, und Prof. Dr. F. de Quervain, Präsident der Geotechnischen Kommission, stellten mir zahlreiche Arbeiten aus ihren Archiven zur Verfügung.

Herr Gymnasiallehrer Fr. Burri bestimmte einen Teil meiner Kreidefossilien, Herr Dr. R. Ramseyer unterstützte mich durch Hinweise bei sedimentpetrographischen Untersuchungen.

Im Herbst 1949 führte Herr Dr. H. Jäckli (Zürich) in der Orbe-Ebene Sondierbohrungen für den projektierten Rhone–Rhein-Kanal aus. Er hat mir in zuvorkommender Weise die gesamten Resultate zur Verfügung gestellt.

Der Schweizerischen Geologischen Kommission ist der Verfasser für die Aufnahme in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» sehr zu Dank verpflichtet. Ferner dankt er der Municipalité d'Yverdon für einen Beitrag an die Druckkosten.

Mein herzlichster Dank gilt meinen Eltern, die mir das Studium ermöglichten, und meiner Frau, die alle Schreibarbeiten erledigte und mir beim Lesen der Korrekturen behilflich war.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort der Geologischen Kommission III
Vorwort des Verfassers IV
Verzeichnis der Tafeln, Figuren und Tabellen VII
Literaturverzeichnis VIII
Einleitung 1

I. Stratigraphie

A. Kreide

Einleitung 3
1. Berriasien 3
a) Spätige und oolithische Kalke 4
b) Oolithisches Mergelkalkband 4
c) Marbre bâtard 4
d) Berriasien-Valanginien-Grenze 5
2. Valanginien s. str. 5
a) Marnes d'Arzier 5
b) Calcaire roux 5
c) Bryozoenmergel 6
3. Hauterivien 7
Unterer Teil (Mergelfazies) 7
a) Untere Hauterivienmergel 7
b) Spatkalkbänke 7
c) Obere Hauterivienmergel 8
d) Mergelkalkzone 8
Oberer Teil (Kalkfazies) 10
a) Untere Pierre jaune 10
b) Marnes d'Uttins 11
c) Obere Pierre jaune 13
d) Diagonalschichtung in der Pierre jaune 14
4. Barrémien 16
5. Anhang 17
a) Das Kreidevorkommen von Chevressy 17
b) Kreideschichtfolge in der Bohrung Cuarny . . . 17

B. Taschenfüllungen

Gliederung 18
1. Tasche mit Blockschutt 18
2. Kluft mit kretazischer und siderolithischer Füllmasse 20
3. Glaukonitsandtaschen 20
4. Siderolithische Taschenfüllungen 22
Alter der Taschenfüllungen 24
1. Siderolithische Taschen 24
2. Glaukonitsandtaschen 24
3. Kluft mit kretazischer und siderolithischer Füllmasse 25
4. Tasche mit Blockschutt 25
Zusammenfassung 25
Anhang: Geschichtetes Siderolithikum von Chevressy 26

Seite

C. Molasse

Bisherige Untersuchungen 26
Gliederung der Molasse 27
Sedimentpetrographische Charakterisierung der Molassesedimente 27

Stampien

1. Bunte Mergel mit Glaukonit-Sandstein-Bänken und Gompholiten 29
2. Grès de Suscévaz 30
3. Serie der untern bunten Mergel 30
a) Allgemeines 30
b) Charakterisierung der Schichtfolge 31
c) Regionale Verbreitung 33
d) Fossilfundstellen 34
e) Alter 35
f) Fazies, Ablagerungsbedingungen 35
4. Serie der Grès de Mathod 36
a) Sedimentpetrographie 36
b) Fossilinhalt, Alter 37
c) Regionale Verbreitung, Mächtigkeit 37
5. Serie der Süsswasserkalke und Dolomite 39
a) Allgemeines 39
b) Süsswasserkalkzone 39
c) Dolomitzone 41
d) Fossilinhalt, Alter 43
e) Regionale Verbreitung 44
6. Serie der Gipsmergel 44
a) Einleitung 44
b) Sedimentpetrographie 45
c) Regionale Verbreitung 48
d) Fossilien 49
e) Mächtigkeit 52
7. Säugetierfunde aus dem Stampien der Umgebung von Yverdon 52

Aquitanien

1. Serie der Grès de Cuarny 53
a) Charakterisierung der Sandsteine 53
b) Alter 54
c) Mächtigkeit 54
d) Regionale Verbreitung 54
2. Serie der obern bunten Mergel 55
a) Einleitung 55
b) Charakterisierung 55
c) Regionale Verbreitung 56
d) Bemerkungen zur Fazies und Paläogeographie . 57
e) Mächtigkeit 57
f) Alter und Fossilien 58

Burdigalien

Gliederung und regionale Verbreitung 58
1. Serie der plattigen marinen Sandsteine 59

Seite

2. Serie der untern Muschelsandsteine 60
3. Serie der obern Muschelsandsteine 60
Der Grenzhorizont Aquitanien/Burdigalien 60
Fossilien und Alter 61
Fazies und Mächtigkeit 61

II. Tektonik

Einleitung 62
Übersicht und Gliederung der tektonischen Elemente 62

A. Gebiet südlich der Störungszone

1. Synklinalzone von Champvent 63
2. Chamblon-Antiklinale 64
3. Strukturen unter der Orbe-Ebene 65
4. Cronay-Synklinale 65

B. Die Störungszone Baulmes–Chamblon–Chevressy–Cuarny

1. Bruchzone am Chamblon 67
2. Bruchzone Chamblon–Baulmes–Jura 68
3. Bruchzone östlich Yverdon 68
4. Aufschiebungszone am Vaux-Bach 70
5. Deutung der Störungszone 70

C. Gebiet nördlich der Bruchzone

1. Westlich Yverdon 70
2. Östlich Yverdon 71

III. Quartär

A. Pleistocaen Seite

1. Würmeiszeitliche Grundmoräne 72
2. Erratika 73
3. Fluvioglaziale Schotter 73

B. Holocaen

1. Felsstürze, Rutschungen und Schlipfe 73
2. Verwitterungsbildungen, Gehängelehm 74
3. Postglaziale Schotter 74
4. Quelltuff 74
5. Ablagerungen der Orbe-Ebene 74

C. Hydrogeologie

1. Thermal- und Mineralquellen 77
2. Vaucluse-Quellen am Chamblon 78
3. Schichtquellen 80
4. Grundwasser 80
Anhang: Gruppenversorgungen 80

D. Flussverlegungen 81

IV. Nutzbare Ablagerungen

1. Bausteine 82
2. Schotter und Sande 82
3. Lehm 82
4. Torf 82
5. Erdölindikationen 82

Verzeichnis der Tafeln

I. Geologische Karte des Mont de Chamblon 1 : 10 000.
II. Geologische Kartenskizzen des Steinbruchbezirkes bei Uttins am Mont de Chamblon 1 : 2000.
III. Sedimentpetrographisch untersuchte Molasseprofile.
IV. Das Oberstampien südlich von Yverdon. Versuch einer stratigraphischen Koordination einiger Aufschlüsse.
V. Geologische Kartenskizze der Umgebung von Yverdon 1 : 25 000.

Verzeichnis der Textfiguren

1. Geologische Übersichtskarte.
2. Lithologisches Profil durch das Valanginien, westlich Moulin-Cosseau (Chamblon).
3. Lithologisches Profil durch die Mergelkalkzone und die untere Pierre jaune (Hauterivien) am Mont Chamblon.
4. Lithologisches Profil durch die Marnes d'Uttins am Chamblon.
5. Lithologische Profile durch die obere Pierre jaune und das Barrémien des Mont Chamblon.
6. Stereographisches Diagramm der Diagonalschichtflächen in der unteren Pierre jaune des Mont Chamblon.
7. Taschenbildungen im Hauterivien von Uttins (Mont Chamblon).
8. Ansicht der siderolithischen Taschenfüllung am Rande der Blockschuttmasse, Steinbruch Uttins, Mont Chamblon.
9. Die Sand-Silt/Ton-Kalk-Zusammensetzung verschiedener Molasseserien.
10. Profil der Säugetierfundstelle «Le Bey» nördlich Mathod.
11. Graphische Darstellung von mol $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$ typischer Dolomitgesteine.
12. Lithologisches Profil durch die Tillerée-Schichten westlich Tillerée (Ependes-Bach).
13. Profil durch die Säugetierfundstelle bei Champs-Magnin im Seitenbach des Buron (Tillerée-Schichten).
14. Lithologisches Detailprofil durch die obere Gipsmergelzone nordöstlich Gressy, am rechten Ufer des Buron.
15. Lithologisches Profil durch das Burdigalien bei La Mauguettaz (Yvonand).
16. Schematische Strukturkarte der Umgebung von Yverdon.
17. Geologische Kartenskizze der Bruchregion westlich Epautheyres.

Verzeichnis der Tabellen

I. Stratigraphische Gliederung der Molasse von Yverdon durch verschiedene Autoren.
II. Analysen der Gesteinstypen aus der Süsswasserkalkzone (Ober-Stampien).
III. Gipsgehalt von Sandsteinen und Mergeln aus der «Serie der Gipsmergel».
IV. Vaucluse-Quellen am Chamblon.

Literaturverzeichnis

Althaus, H. E. (1947): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. I. Abschnitt, Beitr. geotech. S., Liefg. 26.

Antenen, F. (1936): Geologie des Seelandes. Hrg. vom Landesverband des bernischen Lehrervereins Biel, Verb. Heimatkundekommission.

Aubert, D. (1943): Monographie géologique de la Vallée de Joux. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 78.

— (1949): Les graviers de Montcherand au pied du Jura vaudois. Eclogae, vol. 42, p. 415.

Baltzer, A. (1900): Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Rhonegletschers. Eclogae, vol. 6, p. 387.

Baschong, J. H. (1921): Beiträge zur Kenntnis der Bryozoen-Horizonte in der Untern Kreide des westschweizerischen und französischen Jura. Abh. schw. pal. Ges., vol. 45, p. 1.

Baumberger, E. (1901): Über Fazies und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westschweizerischen Jura. Wissensch. Beil. Ber. d. Töchterschule Basel, 1900–1901, p. 44.

— (1903): Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. I. Teil. Abh. Schweiz. pal. Ges., vol. 30, Nr. 4.

— (1905): Die Hauteriviensedimente im westschweizerischen Jura. Abh. Schweiz. pal. Ges., vol. 32, 2. Teil.

— (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. Eclogae, vol. 20, p. 533.

Baumberger, E. et **Moulin, H.** (1898): La série néocomienne à Valangin. Bull. Neuch., vol. 26, p. 150.

Bersier, A. (1936 *a*): La forme de la transgression burdigalienne dans la région vaudoise. C. R. Soc. géol. France, p. 111.

— (1936 *b*): Un critère de durée dans l'Oligocène vaudois. Bull. Lab. géol. Lausanne, Nr. 56, p. 7.

— (1938): Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. Mém. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 6, Nr. 3.

Bieler, Th. (1902): Le Léman et le lac de Neuchâtel, ont-ils été soudés autrefois, aux temps postglaciaires, de manière à former un bassin unique? Bull. vaud., vol. 38, p. 63.

— (1904*a*): Déviations de cours d'eau dans les environs d'Yverdon. Bull. vaud., vol. 40, p. XXV, Archiv. Genève, vol. 17, p. 543.

— (1904*b*): Ancien réseau hydrographique du lac d'Yverdon. Archives des Sc. phys. et nat., vol. 18, p. 197, Bull. vaud., vol. 40, p. XXXVII.

Buch, L. von (1803): Catalogue manuscrit d'une collection des roches qui composent les montagnes de Neuchâtel. Gesammelte Schriften, Berlin.

Burri, F. (1951): Geologie des Jensberges. Mitt. Natf. Ges. Bern, N. F., vol. 8.

Buxtorf, A. (1938): Zur Frage des Zusammenhanges des subalpinen Unter-Stampienmeeres mit dem Rheintalgraben. Eclogae, vol. 26, Nr. 2, p. 208.

Cadisch, J. (1936): Mitteilungen aus dem Gebiete der Lebensmitteluntersuchungen und Hygiene. Veröffentlichung vom Eidg. Gesundheitsamt. Bd. XXVII, Heft 4/5.

Chavannes, S. (1854*a*): Le Néocome du Mont de Chamblon. Bull. vaud., vol. 3, p. 275.

— (1854*b*): Essai sur la géologie d'une partie du pied du Jura comprise entre le Nozon et Yverdon. Bull. vaud., vol. 4, p. 14.

— (1855): Note sur le terrain sidérolithique de la colline de Chamblon près d'Yverdon. Bull. vaud., vol. 4, p. 310.

Correns, C. W. (1949): Einführung in die Mineralogie. Springer, Berlin.

Correvon, M. de (1829): Notice sur les carrières du district d'Yverdon. Compte rendu, Actes soc. helv. 1830, Lausanne, p. 52.

Custer, W. (1928): Etude géologique du Pied du Jura vaudois. Mat. Carte géol. Suisse, N. S. 59.

Decker, W. (1916): L'eau diurétique «la Prairie» d'Yverdon. Schweiz. Rundschau für Medizin, Bd. XVI.

Depéret, Ch. (1893): Sur la classification et le parallélisme du système Miocène. Bull. géol. France, vol. XXI.

Dienemann, W. und **Burre, O.** (1928): Die nutzbaren Gesteine Deutschlands und ihre Lagerstätten. Vol. 1, p. 369, Stuttgart, Ferdinand Enke.

Ebel, J. G. (1793): Anleitung auf die nützlichste und genussvollste Art in der Schweiz zu reisen. Zürich.

Favre, A. (1883): Sur l'ancien lac de Soleure. Arch. Sc. phys. et nat. Genève, 3 pér., t. 10, p. 601.

Fleury, E. (1909): Le sidérolithique suisse. Bull. Frib., vol. VI.

Frei, E. (1925): Zur Geologie des südöstlichen Neuenburgerjura, insbesondere des Gebietes zwischen Gorges de l'Areuse und Gorges du Seyon. Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 55, III. Abt.

Früh, J. und **Schröter, C.** (1904): Die Moore der Schweiz. Mit Berücksichtigung der gesamten Moorfrage. Beitr. geotech. S., Liefg. 3.

Geiger, E. (1943): Sedimentpetrographische Untersuchungen der oberen Süsswassermolasse und pleistocaenen Ablagerungen im Thurgau. Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz, 1:25 000, Blätter 56 Pfyn, 57 Märstetten, 58 Frauenfeld, 59 Bussnang (Atlasblatt 16).

Gilliéron, V. (1830): Notice sur l'arête qui borde le gros de Vaud près de Chavornay et Ependes. Actes soc. helv. St. Gallen, p. 82.

— (1885): Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne. Mat. Carte géol. Suisse, N. S. 18.

Gîrard, R. de und **Buman, R. de** (1913): Les gîtes d'hydrocarbures de la Suisse occidentale. Mém. Soc. fribourg. sc. nat. Géol. et Géogr. vol. VIII, fasc. 1.

Gonin, L. (1859): Note sur le desséchement des marais de l'Orbe. Bull. vaud., vol. 6, p. 247.

Harrassowitz, H. (1930): Handbuch der Bodenlehre, Nd. 4, Zürich und Berlin, Verlag Springer.

Heer, O. (1855): Flora Tertiaria Helvetiae. Winterthur.

Heim, Alb. (1919): Geologie der Schweiz. Tauchnitz, Leipzig.

Heim, A. und **Hartmann, A.** (1919): Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. Beitr. geotech. S. Liefg. VI.

Hügi, Th. (1945): Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Farbmethoden. Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. XXV, p. 114.

Hürzeler, Joh. (1940): Alter und Facies der Molasse am Unterlauf des Talent zwischen Oulens und Chavornay. Eclogae, vol. 33, p. 191.

— (1945): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Abgrenzung und Unterteilung des Aquitanien. Eclogae, vol. 38, p. 655.

Itier, J. (1839): Sur les roches asphaltiques de la chaîne du Jura. Actes soc. helv. Bern, p. 157.

Jaccard, A. (1869): Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. Mat. Carte géol. Suisse, N. S. 6.

— (1893): II. Supplément à la description géologique du Jura neuchâtelois et vaudois. Mat. Carte géol. Suisse, N. S. 7.

Jäckli, H. (1950): Untersuchungen in den nacheiszeitlichen Ablagerungen in der Orbeebene zwischen dem Mormont und Yverdon. Eclogae, vol. 43, p. 1.

Jayet, A. (1862): Notice sur la plaine de l'Orbe. Bull. vaud., vol. 7, p. 290.

Jordi, A. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse von Yverdon. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing., Vol. 18, Nr. 55.

Kopp, J. (1941): Geologische Beobachtungen im Gebiet nördlich Lausanne. Eclogae, vol. 34, p. 188.

Lagotala, H. (1920): Etude géologique de la région de la Dôle. Mat. géol. Suisse, N. S. XLVI/4.

Layne, N.M., Jr. (1950): A procedure for shale dessintegration. Micropalaeontologist (1) 4, 21.

Leriche, M. (1927): Les poissons de la molasse suisse. Abh. schw. pal. Ges. Vol. XLVI, XLVIII, p. 60, 62, 70, 73.

Letsch, E., Rollier, L., Zschokke, B. und **Moser, R.** (1907): Die schweizerischen Tonlager. Beitr. geotech. S. Liefg. 4.

Lüdi, W. (1932): Die Geschichte des grossen Mooses in der Postglazialzeit. Mitt. Natf. Ges. Bern, p. 10.

— (1935): Das grosse Moos im westschweizerischen Mittellande und die Geschichte seiner Entstehung. Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich. Heft 3, p. 344.

Machaček, F. (1905): Der Schweizer Jura. Versuch einer geomorphologischen Monographie. Petermanns Mittl. Erg. Heft 150. Eclogae, vol. 9, p. 291.

Maillard, G. et **Locard, A.** (1892/93): Monographie des mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. 18 et 19.

Mermond, A. (1883): Les bains d'Yverdon. Lausanne (Bridel).

Millioud, M. (1952): Les indices d'hydrocarbures du pied du Jura vaudois et la question du pétrole en Suisse. Bull. Ver. Schweizer. Petrol-Geol. und Ing. 19 (Nr. 56), p. 11.

Mineral- und Heilquellen der Schweiz (1937): Herg. vom Schweiz. Verein analyt. Chemiker, des Eidg. Gesundheitsamtes und der Schweiz. Ges. für Balneologie und Klimatologie, Bern (Zimmermann).

Montmollin de, A. (1835): Sur les couches adossées au pied du Jura. Mém. Soc. sci. nat. Neuch. I, p. 25.

— (1835): Mémoire sur le terrain crétacé du Jura. Mém. de la Soc. des sciences naturelles de Neuchâtel. Vol.I, p. 49.

Moos, A. von und **Quervain, Fr. de** (1948): Technische Gesteinskunde. Birkhäuser, Basel.

Morlot, A. (1854): Sur les polis glaciers de roches en place à Essert-Pittet. Bull. vaud., vol. 4, p. 38.

Mornod, L. (1949): Géologie de la région de Bulle. Mat. Carte géol. Suisse, N. S. 91.

Mühlethaler, C. (1930): Notice Explicative, Atlasblatt 2 (La Chaux, 276, Les Verrières, 277), Schweiz. Geol. Kommission.

Necker, L.-A. (1841): Etudes géologiques dans les Alpes. Genève, vol. I, p. 492.

Niggli, P., Grubenmann, U., Jeannet, A. und **Moser, R.** (1915): Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beitr. geotechn. S., Liefg. V.

Olloz, H. (1840): Notice sur les eaux minérales d'Yverdun. Lausanne, vol. 1.

Peter, A. (1922): Die Juragewässerkorrektion. Bericht über Vorgeschichte, Durchfuhrung, Wirkung und Neuordnung der Korrektion der seeländischen Gewässer von Entreroches bis Luterbach. Bern (E. Horat).

Pia, J. (1933): Die rezenten Kalksteine. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig. Zeitschr. f. Krist. Min. u. Petrogr. Abt. B. Ergänzungsband.

Ramseyer, R. (1952): Geologie des Wistenlacherberges (Mt. Vully) und der Umgebung von Murten (Kt. Freiburg). Ecl. Geol. Helv. 45, p. 165.

Razoumowsky, G. de (1789): Histoire naturelle du Jorat et de ses environs et celle des trois lacs de Neuchâtel, Morat et Bienne... Lausanne (Mourer).

Renevier, E. (1853*a*): Nouvelle localité de feuilles de la molasse près d'Yverdon. Actes Soc. helv. Porrentruy, p. 34.

— (1853*b*): Note sur le terrain néocomien qui borde le pied du Jura, de Neuchâtel à La Sarraz (Mont de Chamblon). Bull. vaud. vol. 3, p. 261.

— (1869): Coupes géologiques des deux flancs du bassin d'Yverdon. Bull. vaud., vol. 10, p. 265.

(**Renevier, E.**) (1874): Tableau des terrains sédimentaires. Bull. vaud., vol. 13.

Renevier, E., und **Schardt, H.** (1900): Notice explicative de la feuille XI, 2e édition de la carte géologique de la Suisse au 1:100 000. Eclogae, vol. 6, p. 351.

Rittener, Th. (1902): Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes. Mat. Carte géol. Suisse, N. S. 13.

Ritter, F. (1880): De l'action des vagues sur les sables des bords du lac de Neuchâtel. Bull. Neuch. vol. 12, p. 114.

— (1883): Proposition d'élaboration d'un plan général des restes d'habitations lacustres et autres vestiges anciens. Bull. Neuch., vol. 13, p. 384, 427.

Rochat, L. (1860): Notes sur les habitations lacustres des environs d'Yverdon. Mitteilungen der Antiquar. Ges. Zürich. Vol. 13, Abt. 2, Heft 3, p. 71.

Rollier, L. (1898): Poches d'Albien dans le Néocomien de Neuchâtel. Eclogae, vol. 5, p. 521.

Rütimeyer, L. (1869): Über Thal- und Seebildung; Beiträge zum Verständnis der Oberfläche der Schweiz. Basel (Schultze).

Rutsch, R. F. (1934): Stampische Fossilien der St. Petersinsel. Verh. Natf. Ges. Basel, vol. 45, S. 89.

— (1945): Neue Auffassungen über die Entstehung der Molassesedimente. Eclogae, vol. 38, p. 407.

— (1947): Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 87.

— (1952): Geologische Probleme der Erschliessung unterirdischer Wasservorkommen. Schweiz. Ver. Gas- u. Wasserfachmänner. Jg. 1952, Nr. 5, p. 157.

Saussure, H. B. de (1779): Voyage dans les Alpes. 1er vol. Neuchâtel (Fauche).

Schaay, J. H. (1912): Bemerkungen über bitumenführende Molasse in der Westschweiz. Zeitschr. f. prakt. Geol. Berlin, Jahrg. 20, S. 488.

Schardt, H. (1879*a*): Molasse rouge du pied du Jura. Bull. vaud., vol. 16, p. 514.

— (1879*b*): Notice géologique sur la molasse rouge et le terrain sidérolithique du pied du Jura. Bull. vaud., vol. 16, p. 609.

— (1888): Les sources du Mont-de-Chamblon. Bull. vaud., vol. 123, p. XII.

— (1891): Sidérolithique du Jura. Bull. vaud., vol. 27, p. 8.

— (1897): Phase de récurrence des glaciers jurassiens. Eclogae, vol. 5, p. 511.

— (1898*a*): Notice sur l'origine des sources vauclusiennes du Mont-de-Chamblon. Bull. Neuch., vol. 26, p. 211.

— (1898*b*): Note préliminaire sur l'origine des lacs du pied du Jura suisse. Arch. Genève, vol. 5, p. 68.

— (1899*a*): Note sur des remplissages sidérolithiques dans une carrière sous Belle Roche près Gibraltar. Bull. Neuch., vol. 27, p. 1.

— (1899*b*): Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse. Eclogae, vol. 6, p. 402.

— (1902–1910): Einzelne kurze geologische Artikel im «Geographischen Lexikon der Schweiz». Vol. I, p. 441, 487, vol. III, p. 308, vol. V, p. 739, vol. VI, p. 701, 711. Neuenburg (Attinger).

— (1907): Crevasses sidérolithiques avec nodules phosphatés et fossiles remaniés dans la pierre jaune de Hauterive. Bull. Neuch., vol. 34, p. 206.

— (1910): Über Färbversuche mit Fluorescein an unterirdischen Wässern. Verhandlg. Schweiz. Natf. Ges. 93. Jahresver. Basel. Vol. 1, p. 215, Eclogae, vol. 11, p. 271.

Schmidt, C. (1917): Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse. Beitr. zur Geol. der Schweiz. Textband.

Schneider, Joh. R. (1881): Das Seeland der Westschweiz und die Korrektion seiner Gewässer. Bern.

Schuppli, H. M. (1950): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. III. Teil, 8. Abschnitt: Ölgeologische Untersuchungen im Schweizerischen Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. Beitr. geotech. S., Liefg. 26, 3. Teil.

— (1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. IV. Teil. 9. Abschnitt. Ölgeologische Probleme der subalpinen Molasse der Schweiz. 10. Abschnitt, Ölgeologische Probleme des Mittellandes östlich der Linie Solothurn–Thun. Beitr. geotech. S., Liefg. 26, 4. Teil.

Sinner, Ch. de (1886): Blocs erratiques de la grève du lac près d'Yverdon. Bull. vaud., vol. 23, p. 2.

Staub, R. (1938): Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Eclogae, vol. 31, p. 239.

Staub, W. (1940): Beobachtungen im Gebiet der Rhein-Rhone-Wasserscheide im schweizerischen Mittelland. Mitt. Natf. Ges. Bern, p. 69.

— (1948): Rückzugsstadien des würmeiszeitlichen Rhonegletschers im Gebiet zwischen Neuenburgersee und Genfersee. Mitt. Natf. Ges. Bern. N. F., vol. 5, p. 1.

Stehlin, H. G. (1902): Mammifères découverts dans une poche sidérolithique à Chamblon près d'Yverdon. Eclogae, vol. 7, p. 365.

— (1910): Über die Säugetiere der schweizerischen Bohnerzformation. Verh. der Schweiz. Natf. Ges. Basel, Band I.

— (1914): Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. Verh. der Natf. Ges. Basel, vol. 25, p. 179.

Studer, B. (1825): Beyträge zu einer Monographie der Molasse. Bern (Jenni).

Troyon, F. (1855): Statistique des antiquités de la Suisse occidentale, vol. I, p. 31.

Wenz, W. (1923–1930): Gastropoda extramarina tertiaria. Fossilium Catalogus 18, 20–23, 32, 38, 40, 43, 46. Berlin (Junk).

Wiedenmayer, C. (1950): The structural development of areas of Tertiary sedimentation in Switzerland. Bull. Ver. Schweizer. Petrol. Geol. und Ing., vol. 17, Nr. 52, p. 15.

Zollikofer (1853): Etudes géologiques des environs de Lausanne. Bull. vaud., vol. 3, p. 204.

Unveröffentlichte Berichte und Gutachten

Brändlin, E., Rupp, R. und **Althaus, H.** (1941): Bericht über die geologischen und technischen Befunde der Bohrungen Cuarny und Servion, Bericht an das Büro für Bergbau, 21. Juli 1941.

Gagnebin, E.: Brief an Herrn Prof. Dr. **J. Cadisch** über die Thermal- und Mineralquellen von Yverdon.

Jäckli, H. (1949): Canal d'Entreroches. Geologische Verhältnisse in der Orbe-Ebene zwischen Mormont und Yverdon. Geol. Gutachten an die Studien-Kommission des Rhone–Rhein-Kanals vom 24. November 1949.

Lagotala, H. (1937): Région Morges–Yverdon–Estavayer–Lucens. Résumé de nos connaissances. Bericht an die Petroleum-Expertenkommission, 15. September 1937.

Meyer, E. (1935): Rapporte an die Petroleum-Expertenkommission:

Rap. Nr. 1 Sektor E. Venoge (Mathod Chamblon–Yverdon)
» Nr. 2 » E. » (Yverdon–Cuarny)
» Nr. 3 » E. » (Yverdon–Yvonand)
» Nr. 4 » E. » (Yverdon–Yvonand)
» Nr. 5 » E. » (Yverdon–Yvonand)
» Nr. 8 » E. » (Yverdon–Ependes)
» Nr. 9 » E. » (Yverdon–Yvonand)
Rap. final Nr. I (Mont Chamblon)

— (1936): Rap. final Nr. III (Blatt 293 Yverdon)
» » Nr. XII (Erdölvorkommen)

Quervain, F. de und Mitarbeiter (1942): Die Dolomitvorkommen. Gutachten zuhanden des Bergbaubüros, 7. April 1942.

Salfeld, H. (1935): Über die stratigraphischen Verhältnisse der Westschweiz im Hinblick auf die Erschliessung von Erdölen. 20. November 1935.

Wasserwirtschaft, Eidg. Amt für (1947): Vermessung über Senkungserscheinungen in der Orbe-Ebene seit der Gewässerkorrektion.

Waterschoot van de Gracht, W. A. J. M. van (1935): Kann in der Westschweiz wirtschaftlich ausbeutbares Erdöl erwartet werden?

Tercier, J., Vonderschmitt, L. und **Bersier, A.** (1941): Réponse à trois questions concernant les sondages de Cuarny et de Servion. Bericht an das Büro für Bergbau. November 1941.

Geologische Karten

Althaus, H. (1947): Karte der ölführenden Molasse zwischen Genfer- und Neuenburgersee, 1:50 000. Beitr. geotech. S., Lief. 26, 1. Teil.

Blanchet (1843*a*): Carte géol. du canton de Vaud. Bull. vaud., vol. 1, p. 166.

— (1843*b*): Carte des phénomènes erratiques du canton de Vaud. Actes Soc. helv., 28e Session. Lausanne, p. 74.

Carte du marais de l'Orbe (1865): Carte accomp. le rapport de la commission pour l'assainissement des marais de l'Orbe.

Custer, W. (1927*a*): Geol. Originalkarte Blatt 293 (Yverdon). Geol. Kommission der S. N. G.

— (1927*b*): Geol. Originalkarte Blatt 294 (Donneloye). Geol. Kommission der S. N. G.

— (1928): Carte géol. d'une partie du pied du Jura vaud. et du Jorat. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 59. Tafel I.

Gonin, L. (1859): Carte explicative du desséchement des marais de l'Orbe, Bull. vaud., vol. 6.

Heim, Arn. (1914): Tektonische Kartenskizze von der Antiklinale von Cuarny 1:25 000. Beitr. geotech. S., Liefg. 6.

Jaccard, A. (1869): Carte géol. de la Suisse 1:100 000, Feuille XI, 1re éd.

— (1893): Carte géol. 1:100 000, Feuille XI, 2e éd.

Jäckli, H. (1949): Geol. Karte der Orbe-Ebene 1:25 000. Im Gutachten: Canal d'Entreroches, 24. November 1949.

— (1950): Geol. Karte der nacheiszeitlichen Bildungen der Orbe-Ebene 1:100 000. Eclogae, vol. 43, Nr. 1, p. 3.

Jayet, A. (1864): Carte morphologique de la plaine de l'Orbe. Bull. vaud., vol. 7.

Montmollin, A. (1836): Carte géol. de la principauté de Neuchâtel. Mém. de la Soc. de science nat. Neuchâtel, vol. II.
Renevier, E. (1853): Carte géol. du Mont de Chamblon 1:20 000. Bull. vaud., vol. 3.
Schardt, H. (1883): Coupe et croquis géol. de la carrière au Mont de Chamblon. Bull. vaud., vol. 16, p. 640.
— (1898): Profils géol. du Mont de Chamblon, 1:25 000. Bull. Neuch., vol. 26.
— (1902): Coupe géol. du Chamblon, Dictionnaire géogr. de la Suisse, vol. I, Neuchâtel.

Topographische Karten

Atlas topographique de la Suisse (Atlas Siegfried):

Feuille nº 286	(Grandson)	Ausgabe 1945
» » 293	(Yverdon)	» 1945
» » 294	(Donneloye)	» 1945

Gemeinde-Katasterpläne 1:5000 der Eidg. Vermessungsdirektion der Gemeinden:

Belmont	Mathod
Chamblon	Suscévaz
Ependes	Treycovagnes
Gressy	Yverdon

Einleitung

Der Jurafuss zwischen Genfersee und Neuenburg war schon zu Beginn der geologischen Erforschung unseres Landes ein oft besuchtes Gebiet. Anfänglich waren die Thermalquellen, später die fossilreichen Kreideschichten, die alttertiäre Verwitterungsdecke (Siderolithikum) und die oligocaene Molasse Gegenstand geologischer Beschreibungen.

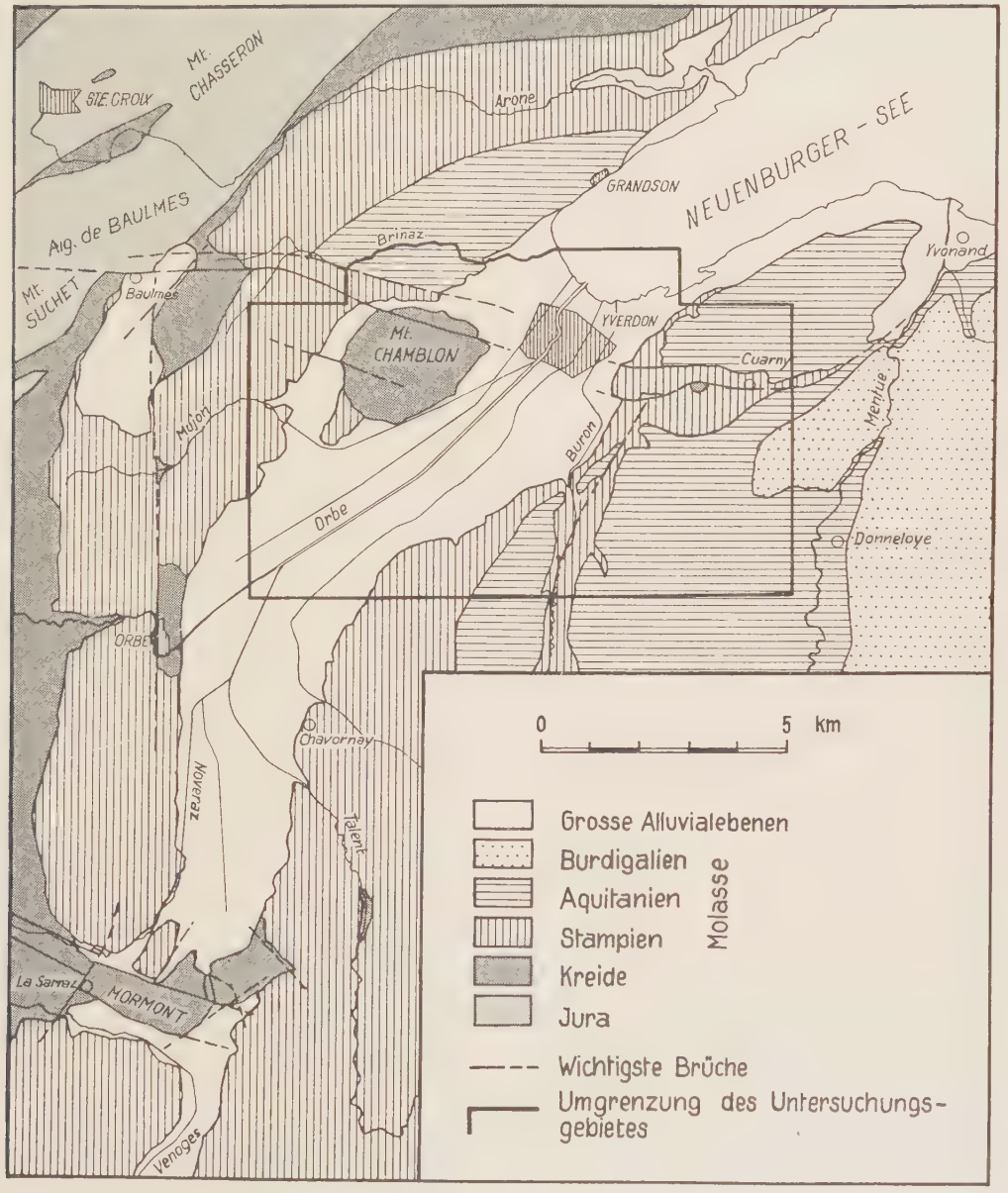


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte.

In neuerer Zeit zogen die bituminösen Imprägnierungen der Kreide- und Molassegesteine, vor allem aber die Gasquelle und die Erdölbohrung von Cuarny das Interesse der Geologen auf sich und führten erneut zu eingehenden Untersuchungen.

Lage und Umgrenzung des Untersuchungsgebietes sind in der Übersichtskarte (Fig. 1) dargestellt.

Im Westen und Süden wurde als Grenze der Kartenrand des Siegfriedblattes Yverdon (293) gewählt. Im Norden musste zur Abklärung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse ein Teil des Blattes Grandson (286) bearbeitet werden. Das Flüsslein La Brinaz bildet hier die Nordgrenze. Im Osten habe ich einen ca. 2 km breiten Streifen des Blattes Donneloye (294) in die Untersuchungen einbezogen.

Diese Grenzziehung ermöglichte es, die vollständige Serie der oligocaenen Molasse und ihren Übergang in das Miocaen zu bearbeiten.

Orographisch lassen sich mehrere Einheiten ausscheiden: Die westschweizerische Hochebene (Ausläufer des Jorat) fällt in einem Steilhang (falaise) gegen den Neuenburgersee und die Orbe-Ebene ab, aus der sich unvermittelt der 553 m hohe Mont de Chamblon erhebt. Das breite Tal der Orbe trennt die Hochebene vom Jurafussgebiet, welches die Hügel umfasst, die dem eigentlichen Kettenjura vorgelagert sind. Die höchste Erhebung, der Montélaz bei Cuarny, erreicht 671,9 m, liegt also nur 240 m über dem mittleren Wasserspiegel des Neuenburgersees (432,4 m).

Im Arbeitsgebiet treten folgende Kreide- und Tertiärstufen auf:

Miocaen	Burdigalien	
Oligocaen	Aquitanien	
	Stampien	
Eocaen	Lutétien	In Taschenfüllungen und als Aufarbeitungsprodukte
Obere Kreide	Cénomanien	
Mittlere Kreide	Albien	
Untere Kreide	Barrémien	
	Hauterivien	
	Valanginien	
	Berriasien	

I. Stratigraphie

A. Kreide

Einleitung

Die Kreide tritt in zwei vom Kettenjura getrennten, aus einem Tertiär- und Quartärmantel auftauchenden Strukturen auf (vgl. Fig. 1):

1. *Chamblon-Antiklinale:* Diese aus der Orbe-Ebene emporragende Antiklinale weist eine Oberfläche von 5–6 km² auf; an ihrem Aufbau ist im wesentlichen die Unterkreide beteiligt. Nur am Ostende des Hügels findet man Mittel- und Oberkreidesedimente als Taschenfüllungen in Kalken der untern Kreide.
2. *Kreidevorkommen von Chevressy:* Rund 3 km südöstlich von Yverdon, bei «Terre rouge» (nördlich Chevressy, Koord. 541,57/180,29). Dieses weniger als 100 m² grosse Vorkommen, das vermutlich in das untere Barrémien zu stellen ist, verdankt sein Zutagetreten einem Bruchsystem.

Unserer Darstellung ist folgende Gliederung zugrunde gelegt:

Barrémien	Urgonien blanc Urgonien jaune (zone de Russille)
Hauterivien	Hauterivienkalke (Pierre jaune) Mergelkalke Hauterivienmergel
Valanginien	Bryozoenmergel Calcaire roux Marnes d'Arzier
Berriasien	Marbre bâtard Oolithische Mergel und Kalke

Auf die als Taschenfüllungen auftretenden Relikte aus mittlerer und oberer Kreide kommen wir im Abschnitt B zu sprechen.

1. Berriasien

Wir können das Berriasien des Chamblon unterteilen in:

Oben: *c)* Marbre bâtard;
b) oolithisches Mergelkalkband;
a) spätige und oolithische Kalke.

Die jurassische Unterlage sowie die tiefere Schichtfolge des Berriasien treten am Chamblon nicht zutage.

Dort, wo ein grosses Bruchsystem die N-Flanke der Chamblon-Antiklinale unvermittelt tiefer setzt, sind, zum Teil auch durch Erosion, die obersten ca. 20 m der Berriasien-Schichtfolge entblösst. Der Übergang Berriasien-Valanginien ist nirgends aufgeschlossen. Wir können daher nicht beurteilen, ob die obersten Bänke des Marbre bâtard direkt von den Marnes d'Arzier (Valanginien) überlagert werden oder ob dazwischen noch Kalkbänke auftreten.

Die Schichtfolge des Berriasien lässt sich am Chamblon in zwei Regionen beobachten (Tafel 1):

1. in einem grossen, hufeisenförmigen Erosionseinschnitt nördlich des Dorfes Chamblon;
2. in einem Aufschluss an der nördlichen Flanke bei Moulinet (535,3/181,8), direkt über einer heute zerfallenen Mühle.

a) Spätige und oolithische Kalke

Von dieser Serie sind nur die obersten 15 m in einem stark verwitterten Profil aufgeschlossen.

Es handelt sich um schlecht gebankte, spätige, nach oben leicht oolithisch werdende Kalke, die eine rotbraune Verwitterungsrinde aufweisen. Im Kern sind sie meist dunkel blaugrau, ein für das untere Berriasien der ganzen Gegend charakteristisches Merkmal. In den stratigraphisch tiefern Schichten ist diese Rinde gewöhnlich nur wenige Millimeter dick, während im Dache der Serie die dunklen Kerne nur noch in den mächtigeren Bänken vorhanden sind. Nach oben treten gelegentlich mergelige Einlagerungen auf.

Schliffe aus den tieferen Schichten zeigen in einer mesokristallinen, hellen Calcitgrundmasse viele Kleinforaminiferen (Textularien und Milioliden), die stark rekristallisiert sind. Höhere Bänke erweisen sich als zoogene Breccien mit vielen zu Pseudo-Ooiden gerollten Schalentrümmern. Eigentliche Ooide mit konzentrischem Schalenbau treten nur vereinzelt auf. Daneben findet man häufig ooidähnliche Gebilde; es scheint sich um gerollte Kalkschlammpartikel zu handeln. In verschiedenen dieser rundlichen Gebilde wurden mehrere eckige Quarztrümmer beobachtet.

Der oolithische Charakter nimmt in den obersten Bänken zu, vor allem kommen gutausgebildete Ooide häufiger vor. Den Hauptanteil bilden jedoch immer noch die Pseudo-Ooide. Eckige Quarzkörner sind recht häufig.

b) Oolithisches Mergelkalkband

Zwischen die spätigen und oolithischen Kalke und den Marbre bâtard ist ein 2 m mächtiges, stark oolithisches Mergelkalkband eingeschaltet. Die Ooide und Pseudo-Ooide sind stark rotbraun gefärbt und haben einen Durchmesser von 0,5–0,7 mm. Vereinzelte Ooide sind stark limonitisiert, sie scheinen meist Foraminiferen als Kerne aufzuweisen. Die Grundmasse ist kryptokristallin, durch Sammelkristallisation sind vereinzelt mesokristalline Calcitindividuen entstanden, die gegenseitig stark verzahnt sind.

Dieses Mergelkalkband ist an verschiedenen Stellen fossilführend, bestimmbar war jedoch nur *Terebratula valdensis* (de Lor.).

c) Marbre bâtard

Während E. Renevier und H. Schardt (1900) eine Ähnlichkeit mit dem Urgonien blanc sehen, glaubt E. Frei (1925), dass gewisse Varietäten dieser Kalke mit Kimmeridgekalken verwechselt werden könnten.

Die Kalke sind grauweiss, gewisse Bänke crèmefarbig oder leicht rötlich. Bezeichnend ist vor allem ihre Textur. Die harten, kompakten Kalke sind, abgesehen von den untersten Partien, ungebankt und weisen einen splitterig-unregelmässigen Bruch auf. Sie verwittern zu würfelförmigen Brocken von 2–3 cm Kantenlänge.

Das Gestein scheint feinoolithisch zu sein; Schliffuntersuchungen zeigen jedoch, dass Ooidkörner (0,4–0,8 mm Durchmesser) nur ganz untergeordnet auftreten, dagegen sind reichlich Foraminiferen vorhanden. Kleine rundliche, strukturlos erscheinende Körner erwiesen sich meist als durch Rekristallisation zerstörte Kleinforaminiferen.

Ein farbloser, mesokristalliner Calcit bildet die Grundmasse. Grosse, idiomorphe Einzelkristalle zeigen immer eine leichte Pigmentierung.

Bei den Foraminiferen handelt es sich vor allem um Textularien und Milioliden, vereinzelt auch Globigerinen. Dieser Foraminiferenreichtum ist nicht nur an das Gebiet des Chamblon gebunden; auch H. Lagotala (1920), E. Frei (1925) und D. Aubert (1943) fanden im Marbre bâtard reichlich Foraminiferen.

d) Berriasien-Valanginien-Grenze

Diese Grenze wird an die Basis der Marnes d'Arzier gelegt, ist aber in unserem Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen. Es stellt sich die Frage, ob die weissen Kalkbänke des Marbre bâtard direkt durch die Marnes d'Arzier überlagert werden oder ob dazwischen eine nicht aufgeschlossene Schichtfolge vorhanden ist. H. Schardt (1900) schreibt, vermutlich gestützt auf Beobachtungen beim Bau der Wasserleitung vom Reservoir (536,78/181,38) nach dem Pumpenhaus bei Moulin Cosseau: «Le calcaire Valanginien (entspricht heute dem Berriasien) a ici tout à fait le faciès du marbre bâtard. Il y a un peu plus haut un gisement à Nerinées et *Natica leviathan* (P. & C.) dans un calcaire oolithique blanc.»

Nach H. Lagotala (1920) wird im Gebiet der La Dôle der Marbre bâtard direkt von den Marnes d'Arzier überlagert. In der Region des Val de Joux (D. Aubert, 1943) folgen dagegen über dem Marbre bâtard noch ungefähr 20 m Mergel und Kalke, erst darüber setzen die Marnes d'Arzier ein. Th. Rittener (1902) gibt im benachbarten Colas-Profil zwischen Marbre bâtard und den Marnes d'Arzier noch 7,3 m Mergel und Nerineenkalke an. Auch E. Frei (1925) findet bei Combe de Peu westlich Trois Rods über dem Marbre bâtard noch eine Folge von ca. 3,4 m Mergelkalken und rotbraunen, oolithisch bis leicht spätigen Kalken (die dem Calcaire roux recht ähnlich sein sollen).

Wahrscheinlich ist daher auch am Chamblon zwischen den obersten Marbre bâtard-Bänken, die nach H. Schardt Nerineen und *Leviathania leviathan* (P. & C.) enthalten, und den Marnes d'Arzier noch eine Folge von Kalken und Mergeln vorhanden. Konstruktiv lässt sich ihre Mächtigkeit, einschliesslich Marnes d'Arzier, auf maximal 5–6 m schätzen. Vermutlich gehören hierher die rotbraunen, spätig-oolithischen Gesteine mit schön ausgewitterten Nerineen, die als Lesesteine im Erosionseinschnitt nördlich des Dorfes Chamblon an den Rändern der kleinen Wäldchen auftreten. Petrographisch sehr ähnliche Kalke, die am Chamblon nirgends anstehend gefunden wurden, fand ich unter umgestürzten Bäumen südlich Moulinet im Bois-Bucley, das auf Marbre bâtard steht.

2. Valanginien (s. str.)

Wie das Berriasien ist auch das Valanginien nur sehr lückenhaft aufgeschlossen. Die vereinzelten Aufschlüsse lassen sich jedoch in die bekannte stratigraphische Gliederung einordnen.

a) Marnes d'Arzier

Entgegen der Meinung früherer Autoren treten die Marnes d'Arzier auch am Chamblon auf. Sie konnten westlich Moulin Cosseau (200 m über Pumphaus; 536,68/181,45) in einem kleinen Steinbruch und nördlich des Dorfes Chamblon am Rande des kleinen Wäldchens (536,17/181,40) gefunden werden. An beiden Stellen sind nur die obersten 50 cm aufgeschlossen, die aus stark sandigen, bröckeligen, ockergelben Mergeln bestehen. Durch künstliche Aufschlüsse konnten weitere 50 cm freigelegt werden, die graugelbe, feinsandige Mergel zeigten. Es gelang, ein einziges, gut erhaltenes Exemplar von *Rhynchonella valangiensis* de Lor. zu finden, während die Mergelbank z. B. im benachbarten Colas-Profil (bei Ste-Croix) eine ausserordentlich reiche Fauna enthält.

b) Calcaire roux

Wie in der Gegend des Neuenburgersees, ist auch am Chamblon der Calcaire roux als typische Echinodermenbreccie entwickelt. Limonitische Einlagerungen treten nur gelegentlich als Einzelkörner in den oberen Partien auf.

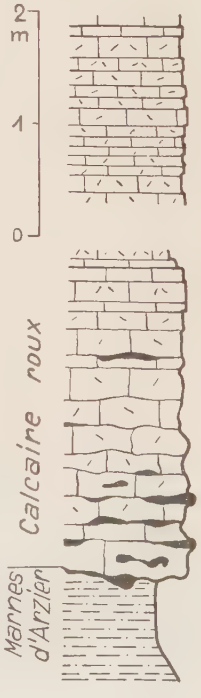


Fig. 2. Lithologisches Profil durch das Valanginien westlich Moulin-Cosseau (Chamblon).

schwarz = Silexknollen

In Figur 2 sind die untersten Bänke dargestellt, die als Besonderheit eine grosse Anzahl dunkelgrauer Silexknollen aufweisen, wodurch die graubraunen mittelspätigen Kalke schlecht gebankt erscheinen. Wie aus den Schliffen hervorgeht, handelt es sich bei diesen Silexknollen um Chalzedonausscheidungen. Die Verkieselung ist auch im Nebengestein schön zu beobachten; sie nimmt gegen die Silexknollen hin stark zu, wodurch Calcit mehr und mehr durch Chalzedon ersetzt wird. Wie nachfolgende Beobachtungen zeigen, handelt es sich wahrscheinlich um eine sekundäre Verkieselung. Das Nebengestein weist eine gewisse Bänderung auf, die durch Anreicherungen von feinklastischen Quarzkörnern hervorgerufen wird. Diese Quarzkörnerlagen sind auch in den verkieselten Partien des Gesteins noch zu beobachten, sie werden von der Chalzedonmasse vollständig umschlossen. Ferner kommen Chalzedonsphäroide vor, die zum Teil pseudomorph nach Calcit sind.

Ein Meter über der Basis treten die Silexknollen zurück, der Kalk ist gut gebankt bis extrem dünnplattig, grobspätig und glaukonitisch. Anwitterungsfarbe graubraun bis rötlichbraun.

Die Schliffe zeigen: Häufig eckige Quarzkörner (unter 0,2 mm) in einer grobzoogenen Breccie. Sammelkristallisation sehr weit fortgeschritten. Grosse Calcitindividuen zeigen in den Kernpartien sehr oft Chalzedonausscheidungen. Grundmasse kann nicht immer scharf von Einsprenglingen unterschieden werden. Als Einsprenglinge sind Bryozoen- und Echinodermentrümmer (vor allem Seeigelstacheln) noch gut erkennbar, da ihre Poren fast immer mit Glaukonit erfüllt sind. Infolge der weitgehenden Umkristallisation sind Foraminiferen nur selten erkennbar und scheinen meist nur in Trümmern vorhanden zu sein. Vereinzelte Limonitkörner werden beobachtet.

Die stratigraphisch höchsten Niveaux sind als grobspätige Echinodermen-, stellenweise auch Muschelbreccien ausgebildet. Sie könnten mit Pierre jaune verwechselt werden (Moulin Cosseau, 536,98/181,5).

Mächtigkeit: Direkt messbare Mächtigkeit des aufgeschlossenen Teiles (Figur 2) 5 m. Maximale Mächtigkeit auf Grund der Konstruktion höchstens 10–12 m.

c) Bryozoenmergel

Diese Mergel, die früher dem Hauterivien zugerechnet wurden, stellt E. Baumberger (1901; 1903) auf Grund der Cephalopodenfunde ins Dach des Valanginien. Sie sind heute am Chamblon nicht mehr aufgeschlossen. H. Schardt (1900) konnte sie beim Reservoirbau für die Wasserversorgung Yverdon (über Moulin Cosseau 536,78/181,38) beobachten. Er gibt (in J. H. Baschong, 1921) eine Mächtigkeit von 2,5 m an. Baschong hat die von Schardt aufgesammelten Bryozoen bestimmt als:

Stomatopora granulata M.-Edw., 1838
Diastopora tubulosa d'Orb., 1849
Diastopora polystoma d'Orb., 1852
Ditaxia tenella de Lor., 1868
Heteropora arborea Koch & Duncker, 1837

Verbreitung und Mächtigkeit des Valanginien: Das Vorkommen von Valanginien beschränkt sich auf die beiden schon im Abschnitt über das Berriasien beschriebenen Regionen (vgl. Tafel I). Die Mächtigkeitsangaben sind ausserordentlich unsicher. Die unten angeführten Werte für den Chamblon stellen Minimalwerte dar. Durch Konstruktion kann das Maximum auf ca. 10–12 m geschätzt werden [1]).

	Marnes d'Arzier	Calcaire roux	Bryozoenmergel
Vallée de Joux (D. Aubert, 1943)	4 m (Typlokalität)	20 m	5 m
Colas-Profil (Th. Rittener, 1902)	5 m	5,3 m	7,05 m
Chamblon	1 m	4–8 m	2,5 m
Vauseyon (H. Schardt, 1907)	0,2 m	13,4 m	—
Valangin-Typ-Profil (E. Baumberger & H. Moulin, 1898)	0,3 m	12,5 m	0,34 m

[1]) Die von H. Schardt (1899) angegebene Mächtigkeit von 15 m ist zu hoch.

3. Hauterivien

E. Baumberger (1903) unterteilt die Stufe in zwei Faziestypen: in eine ältere, vorwiegend detritische Mergelfazies (= Unteres Hauterivien) und in eine jüngere, vorwiegend zoogene Kalkfazies (= Oberes Hauterivien). Nach unserer Auffassung ist der Übergang der Mergel- in die Kalkfazies nicht überall synchron. Daher haben die Bezeichnungen unteres und oberes Hauterivien nur lokal-lithologische und nicht allgemein zeitliche Bedeutung.

Die Hauteriviensedimente, vor allem die der Kalkfazies, sind am Chamblon gut aufgeschlossen. Letztere bilden hauptsächlich die Flanken des Hügels, wo sie in Steinbrüchen abgebaut werden, während die Mergelfazies im Kern der Antiklinale zutage tritt.

Das Hauterivien lässt sich am Chamblon wie folgt gliedern:

Oberer Teil:	*c)* Obere Pierre jaune;
(Kalkfazies)	*b)* Marnes d'Uttins;
	a) Untere Pierre jaune.
Unterer Teil:	*d)* Mergelkalkzone;
(Mergelfazies)	*c)* Obere Hauterivienmergel (Knollenmergel);
	b) Spatkalkbänke;
	a) Untere Hauterivienmergel (homogene, bläuliche Mergel).

Unterer Teil (Mergelfazies)

a) **Untere Hauterivienmergel** (homogene, bläuliche Mergel)

Es handelt sich um dunkle, blaugraue, leicht sandige Mergel. Nach Entfernen der Karbonate bleibt viel tonige Substanz zurück, meist grün gefärbt durch reichlichen Glaukonit. Unter dem Binokular erkennt man ausserdem ziemlich viel feindetritischen Quarz.

Die Mergel beschränken sich auf die Randpartien des hufeisenförmigen Erosionseinschnittes nördlich des Dorfes Chamblon. In der Region von Moulinet sind sie überall unter Moräne verdeckt.

In vorwiegend künstlichen Aufschlüssen wurden folgende Fossilien gefunden [1]):

Toxaster complanatus Ag.
Rhynchonella multiformis Röm.
Terebratula acuta Quenst.
Panopea lateralis Ag.
Trigonia caudata Ag.

b) **Spatkalkbänke**

Die aus den steilen Mergelhängen hervortretenden Kalkbänke liegen ca. 10–12 m unter der Untergrenze der Mergelkalkzone. Oberhalb des Scheibenstandes von Chamblon zeigt sich folgendes Profil:

3. 30 cm grobspätiger, harter, grüner Kalk, glaukonitisch, nach unten mit 4 cm dickem Mergelband abschliessend;
2. 60 cm grobspätiger, schlecht gebankter Kalk mit Fossiltrümmern, viel Glaukonit und rötlichen Punkten;
1. 20 cm sehr grobspätige Lumachellenbank.

Dank dieser Spatkalkzone war es möglich, viele tektonische Störungen genau festzulegen und ihre Sprunghöhen zu bestimmen. Die Spatkalkbänke sind im ganzen Erosionseinschnitt nördlich des Dorfes

[1]) Bestimmungen von Herrn Fr. Burri (Basel).

Chamblon auffindbar, vor allem am nordwestlichen Steilhang, wo sie als deutliches Kalkband hervortreten. Am S-Hang dagegen mussten sie an einigen Stellen künstlich aufgeschlossen werden. Die Zone ist ferner zwischen Moulinet und der Grube von Cornaz (535,05/181,77) nachweisbar.

Die Spatkalkzone innerhalb der Hauterivienmergel konnte auch in der weitern Umgebung von Yverdon beobachtet werden. So fand ich sie in der Hauterivienmergelserie der Vallée du Nozon, wo sie die gleiche petrographische Beschaffenheit aufweist. Th. Rittener (1902) gibt bei Ste-Croix (Profil Remblai) einen «calcaire lumachelle inf.» inmitten der Hauterivienmergel an, der vermutlich dieser Spatkalkzone entspricht.

c) Obere Hauterivienmergel (Knollenmergel)

Diese stark sandigen Mergel sind im frischen Aufschluss dunkelblaugrau, in der Verwitterung jedoch meist graugelb oxydiert. Sie enthalten ziemlich viel knollige Kalke, vereinzelt auch Linsen oder Knollen von dunkelgefärbtem Silex. Nach Entfernen des Kalkanteiles bleibt bedeutend weniger tonige Substanz zurück als in den untern Hauterivienmergeln, dagegen oft eine erhebliche Menge von Quarzkörnern, die nicht selten eine Grösse von über 0,5 mm erreichen.

Auch die Schliffe zeigen als auffallendstes Merkmal viele eckige Quarzkörner. Ausmessungen zweier Schliffe haben 9–12 % Quarz ergeben. Glaukonit ist häufig (6 und 8 %), meist in ganz dunkelgrünen Körnern, stark chloritisiert oder limonitisiert; grasgrüne Körner sind selten. Foraminiferen, vor allem Textularien, sind reichlich vorhanden.

Überall in den Feldern können mit Leichtigkeit Fossilien gesammelt werden. Wir erwähnen hier nur die wichtigsten Formen (Bestimmungen von Herrn Fr. Burri, Basel):

Krebsschere	*Rhynchonella multiformis* Röm.	*Pseudodiadema rotulare* Ag.
Leopoldia sp. (35 cm Durchmesser)	*Terebratula acuta* Quenst.	*Holaster intermedius* Ag.
Trigonia caudata Ag.		*Toxaster complanatus* Ag.

Verbreitung: Die obersten Partien dieser Mergel treten in frischen Aufschlüssen in den verschiedenen Steinbrüchen (Tafel II) zutage, wo sie meist ziemlich hart und dunkelblaugrau erscheinen. Sie weisen oft einen bedeutenden Pyritgehalt auf (z. B. Steinbruch Le Parc).

Die Mergel bilden nicht nur den obern Teil der Steilhänge im Erosionseinschnitt nördlich Chamblon, sondern nehmen fast die ganze Dachpartie des Hügels ein (vgl. Tafel I), wo sie die Unterlage fruchtbarer Getreideäcker bilden. Diese obern Hauterivienmergel bilden wichtige Quellhorizonte. Die Quellfassungen sind jedoch heute meist zerfallen, da die Dörfer grosse Gruppenversorgungen mit Grundwasser oder Juraquellwasser erstellt haben.

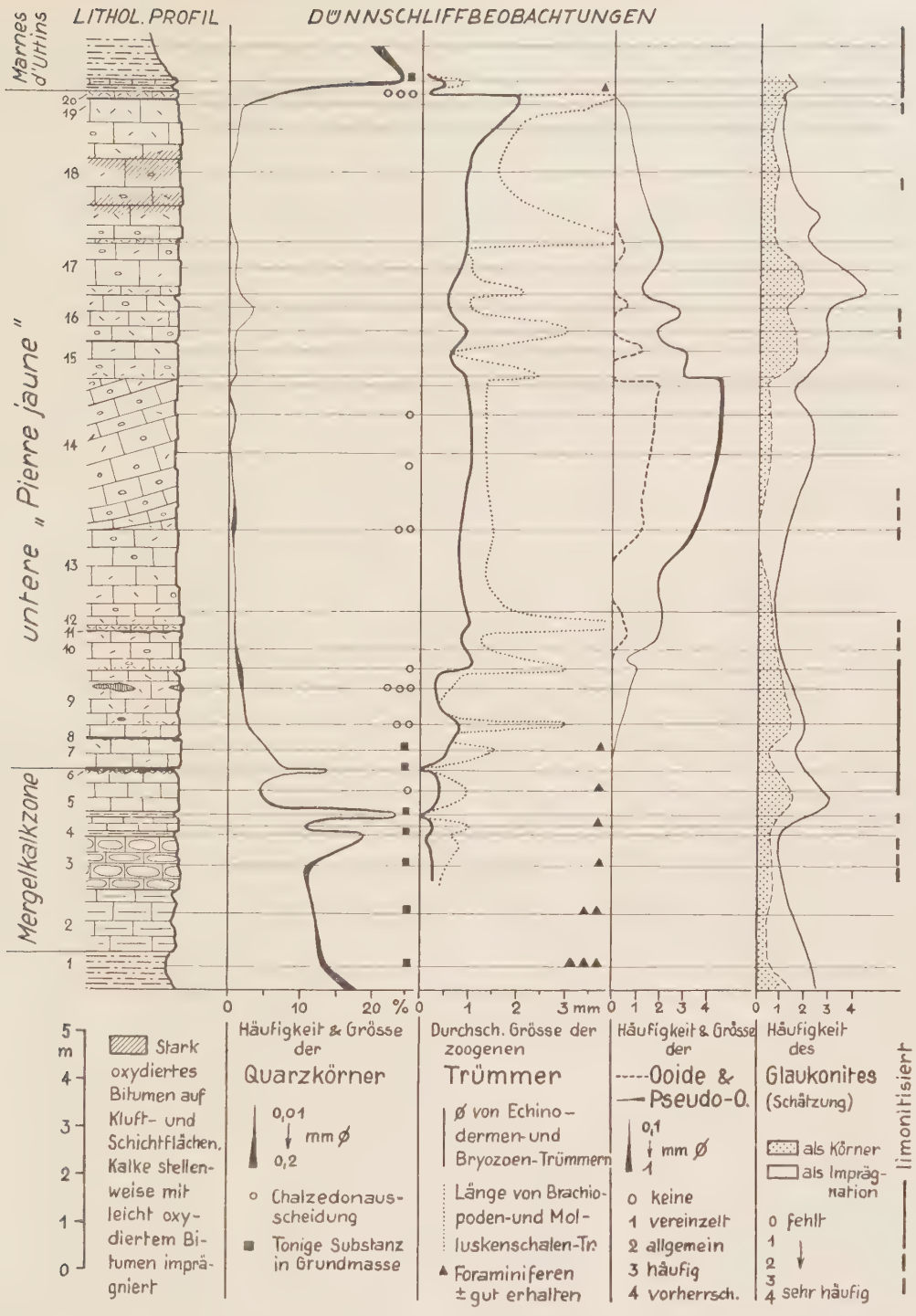
Mächtigkeit der Hauterivienmergel: Durch Konstruktion konnte die Mächtigkeit mit ca. 28–33 m bestimmt werden. Geringere Mächtigkeiten, die man gelegentlich feststellt, beruhen auf tektonischer Ausquetschung. Vergleiche mit umliegenden Hauterivienmergelvorkommen ergeben:

Mormontgebiet (W. Custer, 1928), ca.	45 m
Colas-Profil (E. Baumberger, 1905 *b*)	30 m
Vauseyon (H. Schardt, 1907)	24 m

d) Mergelkalkzone (Fig. 3)

Wir stellen die Mergelkalkzone nach dem Vorschlag von E. Baumberger (1905 *b*) noch zur Mergelfazies, wie dies seither allgemein üblich ist. In unserem Untersuchungsgebiete würde man sie jedoch besser zur Kalkfazies rechnen (wie Schardt, 1899, und nach ihm auch E. Frei, 1925), da die Kalkbänke in diesen Schichten dominieren. Die Mergelkalkschichten sind an verschiedenen Stellen durch Abbau gut aufgeschlossen (Tafel II).

Die Untergrenze ziehen wir dort, wo die erste kompakte Kalkbank über dem knolligen Hauterivienmergel auftritt. Diese Grenze fällt mit einem deutlichen Farbkontrast von dunkelblaugrau zu gelbgrau



Figur 3: Stratigraphisches Profil durch die Mergelkalkzone und die untere Pierre jaune (Hauterivien) am Mont Chamblon.

1. Blaugraue sandige Mergel = Obere Hauterivienmergel.
2. Graugelber, ungebankter Mergelkalk mit *Pholodomya gillieroni*.
3. Braune knollige Kalke mit zwischengelagerten, sandigen Mergeln und tonigen Einschlüssen, schlecht gebankt.
4. Ockergelbe Mergelschicht, oft leicht violett verfärbt, dunkle Glaukonitkörner häufig.
5. Graubrauner, harter, spätiger Kalk, ziemlich gut gebankt, viel Fossiltrümmer. Wird nach oben brecciös und geht in Mergel über.
6. Violettrot bis rostrote Mergeltonzone, 5–15 cm (ähnlich siderolith. Tonen), unten vermischt mit Kalktrümmern aus der Unterlage.
7. Wachsbrauner spätiger Kalk, oft leicht violett, Hart, muscheliger Bruch.
8. Violett-tonige Zwischenlage von 0,5–1 cm.
9. Wie Nr. 7, jedoch mit Chalzedonlinsen.
10. Grünlicher, glaukonitisch-spätiger Kalk, verwittert ockergelb, scheint oben durch Pholaden angebohrt (Sedimentationsunterbruch?).
11. Toniger Horizont, 2–3 cm.
12. Sehr grobspätige Lumachellen-Kalkbank, leicht glaukonitisch und pseudo-oolithisch.
13. Pseudo-oolithisch-spätiger Kalk, grobbankig. Gestein zeigt Drucksuturen, die oft parallel zur Schichtfläche verlaufen, vielfach aber auch beliebig zur Schichtfläche liegen.
14. Ausgesprochen diagonal-geschichteter, stark oolithischer bis pseudo-oolithischer Kalk.

(Fortsetzung s. 10 unten)

bis ockergelb zusammen. Die Farbgrenze ist in den frischen Anschnitten besonders auffallend. In stark verwitterten Aufschlüssen dagegen oxydieren auch die Hauterivienmergel zu einem gelbgrauen Farbton (z. B. westlich des Dorfes Chamblon, 535,95/181,11).

Schwieriger fällt die Grenzziehung gegen die Pierre jaune. E. Baumberger (1905 *b*) trennte am Chamblon ein 2 m mächtiges Mergelkalklager mit *Pholadomya gillieroni* P. & C. als Mergelkalkzone ab. Wir setzen dagegen die Grenze etwas höher, da über der Grenzschicht Baumbergers noch mergelige Lagen auftreten. Am Chamblon wie auch in der weitern Umgebung von Yverdon treten in der Grenzzone zwei intensiv rotbraun oder rostrot gefärbte Mergelniveaux auf, von denen das untere 5–15 cm beträgt und immer mit Sicherheit gefunden werden kann. Wir wählen dieses Niveau als Obergrenze der Mergelkalkzone. Die obere dieser Mergellagen ist dagegen nur einige Millimeter mächtig oder nur als rot verfärbte Schichtfläche zweier Kalkbänke zu erkennen.

Mächtigkeit: E. Baumberger gibt die Mächtigkeit der Mergelkalkzone mit 2 m an. Wir stellten dagegen durchschnittlich 4 m fest, H. Schardt (1899) gibt sogar 5 m an. Auffallend ist die geringe Mächtigkeit im Vergleich zu benachbarten Profilen:

Vallée du Nozon (W. Custer, 1928), ca.	15 m
(Calcaire bleu intermédiaire)	
Colas-Profil (E. Baumberger, 1905 *b*), ca.	15 m
Vauseyon (E. Frei, 1925)	11 m

Oberer Teil (Kalkfazies)

Die für das Jurafussgebiet zwischen Bieler- und Genfersee typischen, ockergelben Kalke («Pierre jaune» oder «Pierre de Neuchâtel») nehmen am Chamblon eine dominierende Rolle ein. Sie bilden allseitig die Hänge des Hügels und werden an dessen Fuss seit Jahrhunderten intensiv abgebaut. Da die Kalke ziemlich flach liegen, sind die Abbaubedingungen besonders günstig.

Die Pierre jaune ist durch ein ockergelb gefärbtes Mergelband zweigeteilt. Dieses Mergelband wurde schon recht früh in verschiedenen Arbeiten beschrieben (E. Renevier, 1853 *b*, S. Chavannes, 1854 *b*, H. Schardt, 1879 *b*, E. Baumberger, 1905 *b*). Wir bezeichnen dieses Mergelband als «Marnes d'Uttins».

a) Untere Pierre jaune (Fig. 3)

Lithologie

Die ockergelbe Farbe, die diesem Gestein den Namen verlieh, ist im frischen Ausbruch am Chamblon oft mehr graugelb, infolge des starken Glaukonitgehaltes häufig sogar graugrün. Die untere Pierre jaune wurde früher hauptsächlich zu Bauzwecken gebrochen; heute baut man sie vorwiegend als Strassenschotter ab. Nachfolgendes Profil (Figur 3) wurde im Steinbruch Uttins IV (Tafel II) an der NE-Ecke des Chamblon aufgenommen. Die in den verschiedenen Steinbrüchen untersuchten Detailprofile zeigen alle den gleichen lithologischen Charakter.

Dünnschliffuntersuchung

Die wichtigsten Untersuchungsergebnisse einer Dünnschliffserie (ca. 60 Stück) durch die Mergelkalkzone und die untere Pierre jaune sind in Figur 3 dargestellt.

15. Oolithisch-grobspätiger Kalk.
16. Oolithisch-spätige Echinodermenbreccie, zwischengelagert violette tonige Horizonte. Das Röntgendiagramm dieser tonigen Horizonte entspricht den siderolithischen Boluston-Diagrammen. Wahrscheinlich handelt es sich um siderolithische Infiltrationen.
17. Pseudo-oolithische bis spätige, stark glaukonitische Echinodermenbreccie, stark zerklüftet, Farbe wechselt von ockergelb, graugelb, bis grünlich, je nach Verwitterungszustand (an Kluftflächen) oder Glaukonitgehalt.
18. Grobbankige Echinodermenbreccie, oft gebändert durch glaukonitreiche Lagen oder durch Anhäufung grober Fossiltrümmer.
19. Grobspätige Echinodermenbreccie mit tonigen Zwischenlagen.
20. 10–20 cm dicke, sehr grobspätige Lumachellen-Kalkbank, glaukonitisch, mit Pholadenlöchern an der Oberfläche.

Wir heben hervor:

1. Die zoogenen Trümmer (hauptsächlich Echinodermen- und Bryozoenbruchstücke) sind stark gerollt. Sie werden sehr oft von einer sekundären, klaren Calcitschale umgeben, die, wie Untersuchungen im Polarisationsmikroskop zeigen, aus 2–3 Kristallindividuen besteht.
2. Echte Ooide sind eher selten. Sie werden hauptsächlich in den diagonalgeschichteten Partien beobachtet.
3. Zwischen den pseudo-oolithischen, mehr oder weniger spätigen Kalken treten dünne Bänke einer ausgesprochenen Muschelbreccie auf (Lumachellenkalk), die extrem grobspätig sind.
4. Wie im Calcaire roux sind auch hier Chalzedonausscheidungen recht häufig. In den untern Teilen lassen sich vereinzelt Silexknollen beobachten. Chalzedonsphäroide sind dagegen fast in allen Schliffen vorhanden. Sie treten meist innerhalb grosser zoogener Trümmer auf. Es scheint sich auch in der unteren Pierre jaune um eine sekundäre Verdrängung des Calcits zu handeln.
5. Entlang von Schicht- und Kluftflächen weist die Pierre jaune eine mehrere Zentimeter dicke, ockergelbe Rinde auf. Schliffe zeigen, dass diese Partien stark limonitisiert sind.
6. In der Unterkreideschichtfolge ist der Glaukonit hauptsächlich in der Pierre jaune vorhanden. Er ist dabei vertreten durch:
   a) Runde Körner oder schuppige Aggregate von hell- bis dunkelgrüner Farbe, sehr oft schön pleochroitisch. Limonitisierung der schuppigen Aggregate wird gelegentlich beobachtet.
   b) Noch häufiger tritt der Glaukonit als Imprägnierung von Foraminiferen, Echinodermen und Bryozoentrümmern auf. In vielen Schliffen sind fast alle Poren und Kammern solcher zoogener Fragmente durch Glaukonit erfüllt.
   c) Oft wird er auf Spalt- oder Schichtflächen, gelegentlich fein verteilt zwischen Trümmern, beobachtet, wobei er jedoch meist stark limonitisiert erscheint.
7. Stylolithe als haarfeine zackige Nähte sind in der untern Pierre jaune recht häufig zu beobachten. Schliffe zeigen, dass diese dunklen Risse durch dünne, stellenweise limonitisierte Glaukonithäutchen ausgekleidet sind. Die Risse laufen sehr oft parallel zur Schichtfläche und können als primäre, mit feinverteiltem Glaukonit angereicherte Schichtflächen gedeutet werden. Vielfach treten sie aber auch in irgendeiner beliebigen Lage zur Schichtfläche auf (Drucksuturen?).

Verbreitung und Abbau

Die Verbreitung der untern Pierre jaune geht aus Tafel I hervor. Erste Anfänge des Abbaues gehen auf die Römer zurück (H. Schardt, 1902–1910). Unsere Untersuchungen zeigten, dass fast alle von den Römern verwendeten Bausteine in Ebrodunum (Yverdon) aus unterer Pierre jaune bestehen.

a) Steinbruchbezirk von Uttins (Tafel II): In den Jahren 1949/50 wurden über 15 000 m³ untere Pierre jaune als Strassenschotter abgebaut. Im gesamten Steinbruchbezirk lässt sich der bisherige Abbau der untern Pierre jaune auf über eine halbe Million Kubikmeter schätzen.

b) Steinbrüche an der N-Flanke. Die Steinbrüche Le Parc, Bois Rouges und Cornaz (535,05/181,77) liegen in einer tektonisch stark gestörten Zone. Die Kalke sind intensiv zerklüftet, durch Brüche versetzt und zeigen oft Asphaltimprägnierungen. Schliffe lassen auf eine bedeutend stärkere Rekristallisation der Kalke schliessen als in den Steinbrüchen von Uttins. Die Kalke sind gewöhnlich auch weniger oolithisch.

c) Steinbrüche von Décoppet: Die untere Pierre jaune ist hier viel dünnbankiger als in den übrigen Profilen. Diese Dünnbankigkeit kann in fast allen stark verwitterten Aufschlüssen beobachtet werden.

Als eine weitere Besonderheit finden wir ca. 7 m über der Mergelkalkzone (beim Grubeneingang an der nördlichen Kalkwand) eine konglomeratische Zone von 10–15 cm Mächtigkeit. Flache, gut gerundete Komponenten eines spätigen Kalkes liegen in rotbraunen, stellenweise graugrünen, glaukonitischen, sandigen Mergeln. Die Kalkknollen scheinen aus dem Untergrund aufgearbeitet zu sein. Die gute Abrollung der Komponenten lässt vielleicht auf eine oberflächen- oder strandnahe Zone mit intensiver Wasserbewegung (Strandkonglomerat) schliessen. Die Zone wird von einer groben Muschelbreccie überlagert (Schalentrümmer von über 1 Quadratzentimeter).

b) Marnes d'Uttins

Wir bezeichnen dieses Mergelband, das nicht nur am Chamblon, sondern in der ganzen Region bis Neuenburg, Buttes, Les Verrières, Vallorbe und am Mormont auftritt, nach einer besonders charakteristischen Lokalität an der SE-Ecke des Chamblon als Marnes d'Uttins.

H. Schardt (1879 *b*) nannte dieses Mergelband «Marne à *Eudesia semistriata*», doch scheint eine geographische Bezeichnung zutreffender, da *Eudesia semistriata* (Defr.) auch in anderen Niveaux auftritt.

Das lithologische Profil ist in Figur 4 wiedergegeben.

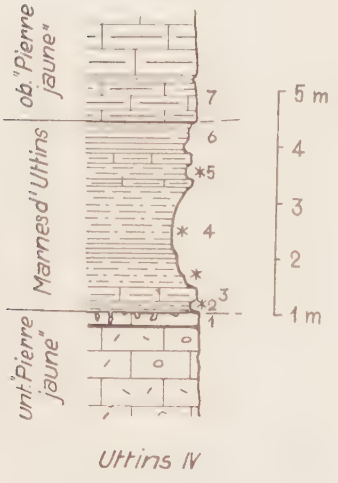


Fig. 4. Lithologisches Profil durch die Marnes d'Uttins am Chamblon

1. Pierre jaune-Oberfläche: Extrem grobspätige, stark glaukonitische Lumachellenkalkbank. Bohrmuschellöcher bis 4 cm tief.
2. An der Basis 2 cm violettroter Ton (Boluston-ähnlich). Darüber 20 cm rostbraune Mergel, sandig.
3. Mergelkalkbank, ca. 25 cm, ohne scharfe Abgrenzung, fossilreich.
4. Fossilreiche, sandige, bröckelige Mergelbank. Intensiv ockergelb, stellenweise Stich ins Violette. Mittlere Partien toniger, mit Ammoniten. Oberster Teil stellenweise noch primär blaugrau, sehr pyritreich, eventuell nachträgliche Reduktion?
5. Zwei fossilreiche, ockergelbe Mergelkalkbänke (10 und 20 cm) durch eine 30 cm hellockergelbe Mergelzone getrennt.
6. Gelbe, blättrige, tonige Mergel, stellenweise fossilführend.
7. Mergelkalkbänke der obern Pierre jaune.

Fossilien:

Hoplites sp. [1])
Leopoldia sp. (Jugendform)
Panopea neocomiensis d'Orb. [1])
Pholadomya elongata Münst.
Pholadomya gillieroni P. & C.
Trigonia caudata AG.
Arca gabrielis d'Orb.
Janira atava d'Orb. [1])
Alectryonia rectangularis Röm. [1])
Exogyra latissima Lam. [1])
Rhynchonella gillieroni Pict. [1])
Rhynchonella lata d'Orb. [1])
Terebratula russillensis de Lor. [1])
Eudesia semistriata Defr. [1])
Pseudodiadema rotulare Ag.
Toxaster complanatus Ag.
Bidiastopora campicheana d'Orb. 1852
Entalophora proboscidea M.-Edw. 1838
Spiropora, Lamouroux 1821
Heteropora arborea Koch & Dunker 1837

Verbreitung

Wie aus Tafel I hervorgeht, sind die Marnes d'Uttins an der N-Flanke des Chamblon zwischen Le Parc und Moulinet aufgeschlossen. Auf der SW-Seite verursachen sie südlich des Steinbruches Uttins Nr. VI (Tafel II) eine kleine Geländefurche, die westwärts verfolgbar ist. Südlich des Dorfes Chamblon bilden sie dann ein deutlich erkennbares Isoklinaltälchen, z. B. nördlich des Friedhofes bei Ferrajoz (535,95/180,7), und verlieren sich schliesslich unter der Moränenbedeckung bei Corbey. Sie werden erst wieder im Steinbruch von Décoppet sichtbar (534,42 180,80), wo sie nordwärts durch einen Bruch begrenzt sind. Am S-Ende des Hügels treten sie einzig im Rebberg von Prodesses (535,0 180,0) bei Suscévaz in einem kleinen Aufschluss mit unterer Pierre jaune nochmals zutage.

Diese charakteristische Mergelzone ist nicht nur auf den Chamblon beschränkt. Sie lässt sich in fast allen Kreidevorkommen zwischen Vallorbe und Neuenburg nachweisen:

Südwestlich des Chamblon: Schon E. Baumberger (1905) ist die weite Verbreitung dieses Mergellagers aufgefallen. Er glaubt es an der Dent de Vaulion bei Sagnettaz (516,9/169,2) an der Strasse Vaulion Mollendruz wieder zu erkennen.

Am Mormont in der Vallée d'Entreroches beim S-Portal des N-Tunnels (532,05/168,275) wie auch nördlich P. 510 (532,1/168,175) findet man über ca. 10–15 m ockergelber Pierre jaune ein kalkiges Mergel-

[1]) Bestimmungen von Herrn Fr. Burri.

band von etwa 2 m Mächtigkeit, das wiederum von Pierre jaune überlagert wird, die allerdings hier ziemlich viel mergelige Einlagerungen zeigen. Es gelang nicht eindeutig festzustellen, ob es sich um das Niveau 27 in W. Custers Arbeit (1928) handelt. Gefunden wurde *Eudesia semistriata.*

Im Profil der Vallée du Nozon gibt W. Custer 15 m Pierre jaune an, die von fluvioglazialen Ablagerungen überdeckt wird. Im Walde von Chanay gelingt es jedoch, die Fortsetzung des Profiles zu studieren, wo über den Kalken, die mächtiger als 15 m erscheinen, ca. 1 m ockergelbe Mergel folgen, die wiederum von oolithischen Kalken überlagert werden.

In der Gegend von Vernéaz-Fresens steht ein ca. 3,5 m mächtiges, knolliges, ockergelbes Mergelband an, das über 8–10 m Pierre jaune liegt und von einer gleichen Gesteinsserie wie am Chamblon überlagert wird (vgl. Profil «Mergelgrube in Vernéaz», E. Baumberger, 1905, p. 14).

H. Schardt (1907) konnte beim Bau des Vauseyon-Tunnels bei Neuenburg ein fast vollständiges Kreideprofil aufnehmen. Es zeigt u. a. über 23 m glaukonitischem und spätigem Calcaire jaune ein 1 m mächtiges, gelbes, fossilleeres Mergelband, das von 15 m hellgelben, oolithischen Kalken überlagert wird. Darüber setzt das Barrémien ein. Ganz ähnliche Verhältnisse gibt E. Baumberger (1905) im Profil an der Areuse bei Champ-du-Moulin wieder. Über 30 m Pierre jaune folgt 0,95 m rotgelber Mergelkalk, darüber nochmals 8 m hellgelber, nach oben rostfarbiger Kalk, der wiederum vom Barrémien überlagert wird.

Th. Rittener (1902) findet im Profil «Remblai» bei Auberson folgende Schichten:

6,5 m Lumachellenkalk, 1–3 m Marne moyenne jaune-ocker und darüber wieder 4–5 m Lumachellenkalk.

Th. Rittener (1902) wie auch E. Baumberger (1905) erwähnen ein Mergelband bei Buttes (Val de Travers), das unseren Marnes d'Uttins entsprechen könnte. Aber auch aus der Gegend von Les Verrières zitiert C. Mühlethaler (1930) folgendes Hauterivienprofil:

a) un complexe supérieur de calcaire jaune clair ou brun, oolithique à stratification de bancs souvent entrecroisés;

b) un niveau marneux et marno-calcaire à *Eudesia semistriata* (Defr.) et *Eudesia marcousana* (d'Orb.);

c) un complexe inférieur de calcaire jaune spatique-glauconieux.

Schon A. Jaccard (1869) beschreibt für diese Gegend: «Dans toute cette région, on retrouve à peu près la même disposition qu'au val de Morteau, c'est-à-dire le calcaire néocomien (Jaccard versteht darunter die Kalkfazies des heutigen Hauterivien) jaunâtre ou grisâtre, divisé en deux assises par une marne grise ou bleue renfermant la *Terebratula marcousana* et un certain nombre d'autres fossiles.»

Diese Gliederung scheint für das ganze hier umgrenzte Gebiet Gültigkeit zu haben.

c) Obere Pierre jaune

Die Mergelkalkbänke von 2,8–3,4 m Mächtigkeit im unmittelbaren Hangenden der Marnes d'Uttins zählen wir schon zur oberen Pierre jaune. Diese selbst besteht vorwiegend aus ockergelben bis strohgelben, stark oolithischen, zoogenen Kalken, die im Gegensatz zur unteren Pierre jaune in den tieferen Teilen viel dünnbankiger sind. Sie werden von den rostbraunen, knolligen Mergelkalken der Zone de Russille (unteres Barrémien) überlagert. Leider ist kein durchgehendes Profil aufgeschlossen. Die Mächtigkeit dürfte zwischen 10 und 15 m schwanken. Die aufgeschlossenen Serien dieser oberen Pierre jaune sind in Figur 5 dargestellt.

Dünnschliffe zeigen, dass die ganze obere Pierre jaune allgemein stark limonitisiert ist. In den untern Bänken sind gut gerundete Quarzkörner nicht selten. Reichlich vorhanden ist Glaukonit als Körner. Die Grundmasse ist durch tonige Substanzen verunreinigt.

Oolithe und Pseudo-Oolithe werden erst vom Schichtkomplex 4 (Figur 5) an häufig, wo auch die Diagonalschichtung wieder einsetzt. Echte Ooide sind häufiger vertreten als in der untern Pierre jaune und zeigen einen infolge der Limonitisierung besonders deutlich sichtbaren, konzentrischen Schalenbau, oft sogar radiale Struktur. In ihren Kernen beobachtet man vorwiegend Foraminiferen und andere zoogene

Trümmer, nicht selten aber auch zerstörte Ooide. Im obern Teil ist der Glaukonit hauptsächlich als Imprägnierung in Echinodermen- und Bryozoentrümmern zu beobachten.

Verbreitung: Die Verbreitung der oberen Pierre jaune beschränkt sich fast ausschliesslich auf die südwestlichen und südlichen Hänge des Mont Chamblon südlich der Linie Uttins–Décoppet (Tafel I).

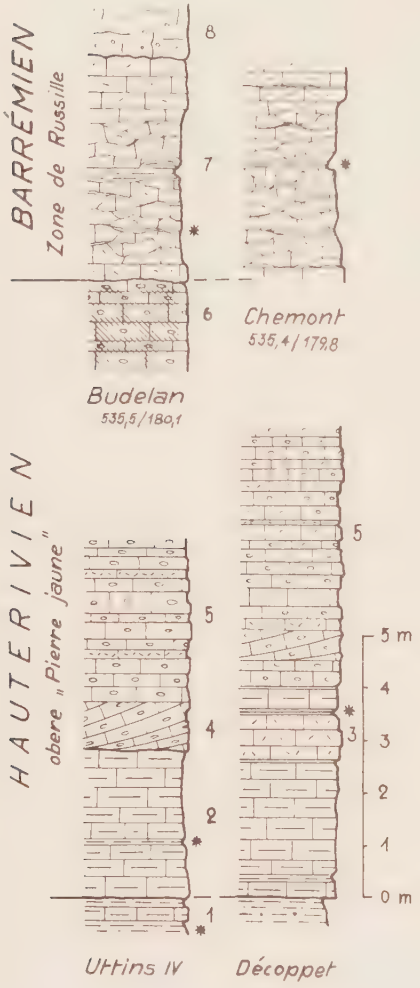


Fig. 5. Lithologische Profile durch die obere Pierre jaune und das Barrémien des Mont de Chamblon.

1. Rotbrauner bis ockergelber Mergel und Mergelkalk (Marnes d'Uttins).
2. Rotbraune, mergelige, knollige Kalke, gelegentlich spätig, oft leicht oolithische Kalkbänke zwischengeschaltet.
3. Eine harte, zoogene Lumachellenkalkbank konnte im Steinbruch von Décoppet beobachtet werden. Sie scheint innerhalb des Schichtkomplexes 2 zu liegen, der hier mächtiger entwickelt ist als in Uttins.
4. Ockergelbe, beim Anschlagen strohgelbe, pseudo-oolithische bis oolithische Kalke. Ausgesprochen dünnbankig (2–10 cm). Diagonalschichtung.
5. Wie 4, jedoch bedeutend grobbankiger, gelegentlich Lumachellenkalk eingeschaltet.
6. Die obersten Bänke der oberen Pierre jaune sind im Steinbruch Budelan sichtbar, wo sie mit leicht oxydiertem Bitumen imprägniert sind.
7. Rotbraun-ockergelber, knolliger Kalk } Barrémien.
8. Weisslich-gelber, fein-oolithischer Kalk }

Die obere Pierre jaune wird in den Steinbrüchen von Uttins gelegentlich abgebaut. Sie ist in diesen Gruben durch Karsterosion stark ausgewaschen und stellenweise in sich zusammengestürzt.

Fossilien sind selten. In mergeligen Einlagerungen der Grube Décoppet fanden sich:

Pyrina pygmaea (Desor) [1])
Entalophora salevensis (de Lor.) [1])

S. Chavannes (1854) nennt dazu noch:

Exogyra couloni (d'Orb.)
Pseudodiadema rotulare (Ag.)

d) Diagonalschichtung in der Pierre jaune

Diagonalschichtung ist in den Hauterivienkalken besonders schön ausgebildet. E. Frei (1925) fand Diagonalschichtungen auch im Calcaire roux und Barrémien, die bei uns mangels geeigneter Aufschlüsse nicht beobachtet werden konnten. Die Diagonalschichtung in der Pierre jaune des Chamblon wird schon von E. Baumberger (1905) erwähnt.

Auf Grund der Beobachtungen im Hauterivienkalk des Chamblon ergaben sich folgende Feststellungen:

1. Die Diagonalschichtung ist am Chamblon in der oberen und unteren Pierre jaune je auf ein Niveau beschränkt. Sie tritt nur in oolithischen oder pseudo-oolithischen Gesteinen auf.
2. Der diagonalgeschichtete Komplex weist eine Mächtigkeit von 3,2 bis 4 m in der unteren Pierre jaune und 1,2 bis 1,3 m in der oberen Pierre jaune auf (Steinbruch Uttins IV, Tafel II).

[1]) Bestimmungen von Herrn Fr. Burri.

3. Die Diagonalschichtflächen beginnen oben mit einem Maximaleinfallen von 20–25° zur Schichtfläche; diese Neigung bleibt in den obersten $^2/_3$ des diagonalgeschichteten Schichtkomplexes beibehalten und läuft im untersten Drittel allmählich in die Normalschichtfläche aus. Die Diagonalschichtungsflächen sind besonders im obersten Drittel gut ausgeprägt, während sie in den untern, mehr flachen Teilen nur noch schwach angedeutet sind.
4. Die Schrägschichtung wird sichtbar durch granulometrische Sonderung der Ooide oder Pseudo-Ooide, durch Anreicherung von Glaukonit auf Diagonalflächen, durch Einregelung von flachen Muscheltrümmern und ovaler Pseudo-Ooide, gelegentlich durch Ablagerung dünner Tonhäutchen auf der Schrägschichtungsfläche.
5. Aufschüttungswinkel, und vor allem Aufschüttungsrichtung sind, wie nachstehend gezeigt wird, auf grosse Erstreckungen konstant. Die Aufschüttungsfläche in der untern Pierre jaune hat in der Umgebung von Yverdon ein Fallazimut von 210–220°.

Richtung und Fallbetrag der Diagonalschichtflächen in der Pierre jaune wurden in der Gegend von Yverdon näher untersucht.

Es stellt sich dabei die Frage, ob aus solchen Diagonalschichtflächen bei Serienmessungen eine gewisse Gesetzmässigkeit in bezug auf Fall- und Streichrichtung ermittelt werden kann, die vielleicht auch paläogeographisch gedeutet werden könnte. Zu diesem Zwecke wurde am Chamblon und in den umliegenden Kreidegebieten eine grosse Anzahl solcher Diagonalschichtflächen gemessen und graphisch dargestellt als Durchstosspunkte der Flächennormalen durch eine projizierte Kugeloberfläche (Figur 6).

Die Messungen lassen zunächst keine solche Gesetzmässigkeiten erkennen, weil die verschiedenen Schichtkomplexe, in denen die gemessenen Schrägschichtungen auftreten, durch tektonische Vorgänge in irgendeine beliebige Lage gebracht wurden. Um solche Diagonalschichtflächen miteinander vergleichen zu können, müssen deshalb die Schichtkomplexe mitsamt ihrer Schrägschichtung in eine Vergleichsebene (am geeignetsten die Horizontallage, die auch mehr oder weniger der Ablagerungsebene entspricht) transformiert werden.

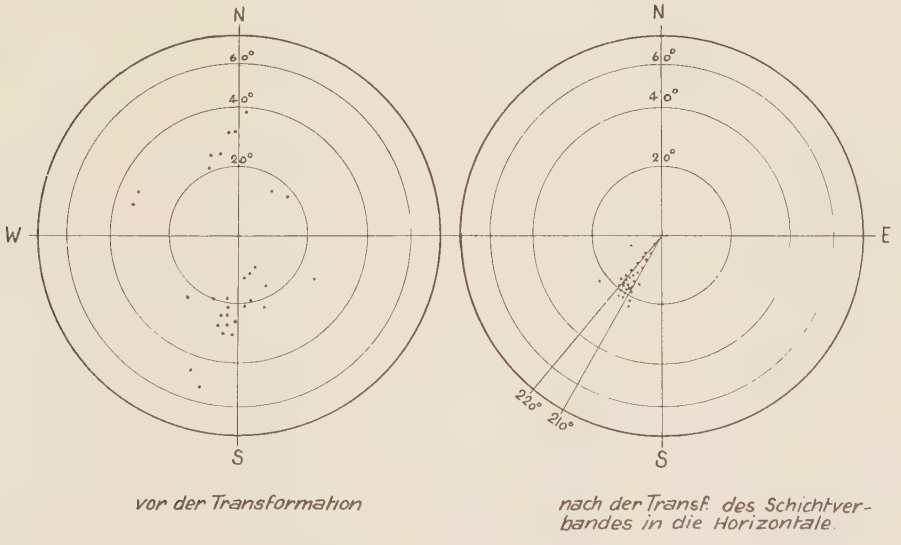


Fig. 6. Stereographisches Diagramm der Diagonalschichtungsflächen in der unteren Pierre jaune des Mont de Chamblon.

Wie aus Figur 6 hervorgeht, zeigt die Lage der Diagonalschichtflächen nach der Transformation ein fast einheitliches Streichen. Im ursprünglichen Ablagerungsraum hatte die untere Pierre jaune eine Diagonalschichtung, die am Jurafuss bei Yverdon gleichmässiges Streichen zeigt. Diese Streichrichtung von 120–130° scheint dem vermutlichen damaligen Küstenverlauf parallel zu liegen.

Weiter geht aus dieser Darstellung hervor, dass der maximale Schüttungswinkel in der Pierre jaune 22–25° nicht übersteigt. Die hauptsächlich gemessenen Winkel schwanken zwischen 15 und 22°.

4. Barrémien

Wir müssen vorerst auf die auch in neuerer Zeit immer wieder auftauchende Streitfrage eintreten, ob das Barrémien am Chamblon vorhanden ist oder nicht, und ob das eventuelle Fehlen als Schicht- (Sedimentations-) oder Erosionslücke erklärt werden kann.

Während E. Renevier (1869), A. Jaccard (1893) und neuerdings auch E. Meyer (1935, 1936) entschieden für das primäre Fehlen des Barrémien («Urgonien») eintreten, glaubt H. Lagotala (1937), dass die Stufe hier vertreten sei. Gleicher Meinung sind auch H. Schardt (1879) und Arn. Heim (1919), doch nehmen sie einen weitgehenden Abtrag im Eocaen an.

Unsere Untersuchungen ergaben:

1. Das Barrémien ist am Chamblon vorhanden, jedoch nur der stratigraphisch tiefste Teil, das «Urgonien jaune» oder die «Zone de Russille» (A. Jaccard, 1869).
2. Die mächtigen weissen Urgonkalkbänke, die am Mormont, bei Orbe und Feurtille anstehen, fehlen am Chamblon zwischen dem unteren Barrémien und der Molasse.
3. Das Fehlen des oberen Barrémien («Urgonien blanc») ist nicht auf eine Sedimentationslücke, sondern auf eine sicher prämittelstampische Erosion zurückzuführen. Die weissen Urgonkalke treten nämlich am Chamblon als Relikte auf sekundärer Lagerstätte in Taschenfüllungen auf.

Lithologie

Über oolithischen, hellgelben Kalken der Pierre jaune treten am Chamblon in verlassenen Steinbrüchen am S-Ende des Hügels (bei Budelan, 535,48/180,08; Figur 5) 3–4 m rotbraune, knollige Kalke mit unregelmässigen Mergeleinlagerungen auf. Diese gehen nach oben in einen weisslich-gelben, ungebankten, fein-oolithischen Kalk über, der meist starke Korrosionserscheinungen zeigt. Nahe dem Molassekontakt beim Reservoir von Suscévaz (534,54/180,10) gehen die weisslichen, oolithischen Kalke nach oben in stark verwitterte, knollige, grobspätige, meist ockergelb gefärbte Kalke über, die rotbraun bis rostfarbige Mergeleinlagerungen zeigen. Diese Kalke enthalten Korallentrümmer und sind schwach glaukonitisch. Ockergelbe Mergeleinlagerungen erwiesen sich als steril. Über diesen Bänken, die nur wenige Meter mächtig sind, liegt die bunte stampische Molasse. Der Kontakt selbst ist nirgends sichtbar, jedoch sind die nächsten Molasseaufschlüsse (534,54/180,08, Wasserfassung) nur wenige Meter von den Kalken der Kreide entfernt aufgeschlossen.

Untersuchungen von Dünnschliffen der Gesteine des Profiles (Figur 5) zeigen:

6. Strohgelb, porös aussehender, bituminöser, oolithischer Kalk. Grundmasse: Krypto-mesokristallin, löcherig (Porenvolumen ca. 5 %), klarer Calcit. Ooidkörner gut gerundet, leicht limonitisiert, zeigen konzentrischen Schalenbau, als Kerne Schalenfragmente, Kleinforaminiferen, selten Quarzkörner. Foraminiferen wie auch gelegentlich zoogene Trümmer meist von sekundärer Kalkschale überzogen, die starke Abrollung zeigt. Diese Bänke rechnen wir noch zur «Pierre jaune» (Hauterivien).
7. Rotbraun-ockergelber, knolliger Kalk. Grundmasse: Feinkristallin, stark zurücktretend. Einsprenglinge vorwiegend zoogene Trümmer, oft pseudo-oolithisch gerollt. Vereinzelt sehr schöne, schalig gebaute Ooide. Häufig (ca. 4–8 %) feindetritische, eckige Quarztrümmer. Glaukonit nur vereinzelt, Gestein stark limonitisiert.
8. Weisser, fein oolithischer Kalk. Grundmasse stark zurücktretend, Ooide mit Schalenbau dominierend, kleine Ooidkörner oder gerollte Kalkfragmente sind von klarer, bis 0,2 mm dicker Calcitschale überzogen. Zoogene Trümmer stark rekristallisiert. Leicht pigmentierte, grosse Calcitkristalle zeigen starke Abrollung; sie sind oft von sekundärer, feinkristalliner Calcit- oder Aragonitschale (?) umgeben. Bryozoen- und Crinoidenfragmente zeigen glaukonitische, oft stark limonitisierte Einschlüsse.

Stratigraphische Stellung

Die stratigraphische Stellung dieser Schichtfolge war zunächst unsicher. Lithologisch entsprach sie vollständig dem untern Barrémien in der Umgebung von Russille, doch fehlten Fossilien. In den Rebbergen östlich Prodesse (535,3/179,85) konnten für Barrémien sprechende Echiniden gefunden werden (*Echinobrissus olfersii* Desor), die jedoch nicht aus anstehendem Gestein stammen.

Erst durch erneutes intensives Suchen gelang es schliesslich, in der Grube von Budelan (535,48/180,08) 1,2 m über den hellgelben Oolithen der Pierre jaune *Waldheimia ebrodunensis* (Ag.) und *Echinobrissus olfersii* (Desor) in anstehenden Mergeln zu finden. Damit ist das Barrémienalter dieser Gesteinsserie erwiesen.

Die Grenze Hauterivien/Barrémien wurde auf Grund dieser Fossilfunde zwischen die strohgelben, oolithischen Kalke und die rostrot verfärbten knolligen Mergelkalke mit *Waldheimia ebrodunensis* (Ag.) gelegt. Dank der verschiedenen lithologischen Ausbildung konnte dann auch die kartographische Abgrenzung im Felde vorgenommen werden, die zeigte, dass das Barrémien auf die S- und SW-Hänge des Hügels beschränkt ist (vgl. Tafel I).

5. Anhang

a) Das Kreidevorkommen von Chevressy

Das von A. Jaccard (1869) entdeckte Kreidevorkommen im Molasseplateau bei Chevressy (541,57/180,29) wurde von ihm ins Urgonien Inférieur gestellt, da die Kalke die gleiche petrographische Beschaffenheit zeigen wie die Kreide bei Russille. In dem kleinen, heute stark zerfallenen Steinbruch hat man bisher keine bestimmbaren Fossilien gefunden.

Wir schliessen uns in der Alterszuweisung der Ansicht Jaccards an. Sicher handelt es sich nicht um das eigentliche «Urgonien blanc» des Jurafussgebietes.

Eine dicke, siderolithische Bolustonlage schliesst die Kalke gegen die heute in unmittelbarer Umgebung nirgends mehr aufgeschlossene Molasse ab.

Die ockergelben, knolligen Kalke mit mergeligen Zwischenlagen sind stark korrodiert und durch siderolithische, eisenhaltige Lösungen infiltriert worden.

b) Kreideschichtfolge in der Bohrung von Cuarny

Die Bohrung Cuarny durchteufte zwischen 475,5 und 728,0 m die Kreideschichtfolge. Die stratigraphisch tiefsten Bänke zeigen bereits ein Einfallen von 65°. Die Bohrung durchfuhr 252,5 m Kreide in steiler Lagerung.

475,5 m bis 581,0 m	Die Kalke sind spätig, gelb, knollig und zeigen mergelige Einlagerungen. Sie lassen sich in Analogie zum Kreidevorkommen Chevressy als unteres Barrémien bestimmen. Die Bohrung durchfuhr dann bis 581 m vorwiegend gelbbraune, spätige, brecciöse Kalke. Bindemittel aus Bolustonen lässt auf starke siderolithische Imprägnierung schliessen.
581,0 m bis 608,6 m	In den ersten 20 m innerhalb dieser Strecke zog man keine Kerne. Bei 600,0 m wurden graugelbe Mergel, tiefer Mergel und Kalke und anschliessend wieder grünliche Mergel gekernt. Vermutlich hat man innerhalb dieser Strecke die Hauterivienmergel mit den zwischengeschalteten spätigen Kalkbänken durchfahren.
608,6 m bis 728,0 m	Eine Beurteilung dieser Kernpartien soll nach übereinstimmenden Untersuchungen nicht möglich sein. Die Bohrung verlief hier in einer siderolithischen Taschenfüllung, die in 635 m Marbre-bâtard-Komponenten enthalten soll. Das Ende dieser Tasche wurde auf ungefähr 680 m erreicht. Die darunterliegende Kreideschichtfolge soll aus braunen, oolithischen Kalken bestehen.

Das Barrémien wäre demnach auf einer Strecke von 90 m durchfahren worden. Auf Grund der steilen Lagerung (Grundlage: Fallbetrag 51°) ergibt sich eine Mächtigkeit von 55 m.

B. Taschenfüllungen

Die im Hauterivien des Chamblon auftretenden Taschen mit Komponenten aus Unter-, Mittel- und Oberkreide sowie alttertiären Verwitterungsprodukten sind in stratigraphischer wie auch tektonischer Hinsicht von besonderem Interesse. Sie geben uns Aufschluss über eine Mittel- und Oberkreide-Schichtfolge, die vor Ablagerung der Molasse der Verwitterung zum Opfer gefallen ist. Wir erhalten aber auch gewisse Anhaltspunkte über tektonische Bewegungen, die schon vor Ablagerung der Molasse stattgefunden haben müssen. Einen ersten Hinweis auf Bohnerzvorkommen am Chamblon verdanken wir M. de Gimps (in Correvon, 1829). Nähere Angaben folgen bei S. Chavannes (1855) und H. Schardt (1879 *a* und 1879 *b*). Schardt erwähnt erstmals die Fossilfunde von Michaud, die später von H. G. Stehlin (1902) bearbeitet worden sind. Die Arbeiten von Schardt (1891, 1898 *b*, 1899, 1900, 1907, 1910) sind von dokumentarischem Werte, da die von ihm beobachteten siderolithischen Ablagerungen dem Steinbruchbetrieb längst zum Opfer gefallen sind. Kurze Hinweise finden wir ferner in E. Fleury (1909), Arn. Heim (1919), H. Harrassowitz (1930), Ed. Meyer (1936), H. Lagotala (1937) und H. Althaus (1947).

Gliederung

Taschen mit Komponenten aus Mittel- und Oberkreide sind selten. Sie scheinen sich auf die südöstliche Ecke des Chamblon zu beschränken, wo sie gelegentlich im Steinbruchbetrieb angeschnitten werden, dem Abbau jedoch meist sofort wieder zum Opfer fallen. Herr Prof. R. F. Rutsch konnte 1946 eine mit Glaukonitsanden gefüllte Tasche beobachten und photographieren. Herr Prof. L. Vonderschmitt beobachtete eine Glaukonitsandstein-Tasche, die stellenweise mit Bitumen imprägniert war. Er stellte mir das reichhaltige Taschenmaterial sowie Photographien zur Verfügung, wofür ich ihm an dieser Stelle bestens danke.

Dem Verfasser gelang es, neben zahlreichen siderolithischen Taschen eine fossilführende Glaukonitsandtasche und eine Spaltenfüllung mit Oberkreide (Cénomanien) festzustellen.

Wir gliedern die verschiedenen Taschen wie folgt:

1. Tasche mit Blockschutt, die heute noch den Beobachtungen zugänglich ist.
2. Kluft mit kretazischer und siderolithischer Füllmasse. Heute dem Steinbruchbetrieb zum Opfer gefallen.
3. Glaukonitsandstein-Taschen. Alle drei Taschen heute abgebaut.
4. Taschen mit Siderolithikum (Bohnerz, Boluston und Quarzsand) z. T. fossilführend.

1. Tasche mit Blockschutt (Tafel II)

Die grosse, mit Blockschutt angefüllte Tasche, die schon seit über 100 Jahren aufgeschlossen ist, wurde von H. Schardt (1879 *b*), wie aus Zeichnungen hervorgeht, als anstehendes Urgonien aufgefasst.

Lage: Die Tasche befindet sich am südöstlichen Ende des Chamblon, im Steinbruchbezirk von Uttins. Die Taschenfüllung stellt zum Teil den heute direkt hinter dem Gasthof stehengebliebenen Kalkriegel dar, der dank dreier alter Steinbrüche gut aufgeschlossen ist. Der Taschenmittelpunkt hat die Koordinate 537,21/181,11.

Begrenzung und Grösse: Nach unsern Beobachtungen liegt die Tasche vollständig in der obern Pierre jaune. Untersuchungen im Steinbruch IV (vgl. Tafel II) zeigen, dass die darunterliegenden Marnes d'Uttins vom Taschenboden nicht mehr ganz erreicht werden. Über die Verhältnisse im SE sind wir leider nicht orientiert, da dort die Steinbrüche I und II den Boden der Tasche nicht erreichen. Die Taschenwände sind im E und S von den Steinbrüchen (I und II) zerstört worden, können aber im Steinbruch IV und auch an der W-Wand des Bruches II heute noch gut beobachtet werden. Die Tasche hat einen Durch-

messer von über 35 m und eine messbare Höhe von $x + 11$ m. Nach der heute noch sichtbaren Begrenzung muss eine Gesamtkubatur von $x + 15\,000$ m³ angenommen werden, von denen heute noch ca. 4000 bis 5000 m³ erhalten sind.

Taschenbildung: Untersuchungen an Wandpartien der Tasche zeigen eindeutig eine Korrosion durch Wasser. Intensive Karstkorrosion durch unterirdische Wässer ist in diesem ganzen Steinbruchbezirk zu beobachten. Die ganze obere Pierre jaune ist ausserordentlich stark ausgekolkt; wir finden aber auch in der untern Pierre jaune gelegentlich solche Karsterscheinungen. Die unterirdischen Ganglabyrinthe sind heute meist durch siderolithische Bildungen ausgefüllt und lassen sich in den Steinbrüchen I, II und III besonders schön beobachten. Die Auslaugung war oft so intensiv, dass die Schichtserie in sich zusammenstürzte und heute oft fast den Eindruck einer Taschenfüllung erweckt (z. B. W-Wand des Steinbruches III).

Taschenfüllung: Die Tasche mit Blockschutt ist vollständig mit Kreidekomponenten gefüllt. Es handelt sich meist um eckige oder schlecht gerundete Kalktrümmer, die nicht selten Durchmesser von über einem halben Meter erreichen. Sie bilden zusammen mit kleineren Kalktrümmern und sandigen Mergeln eine einheitlich-kompakte Masse. Der ganze Gesteinsverband ist durch Oxydation stark rostbraun verfärbt, jedoch fehlen eigentliche siderolithische Bildungen wie Bohnerzkörner, Bolustone und Quarzsande in der primären Füllmasse vollständig. Siderolithische Bildungen treten nur als nachträgliche Einschwemmungen an den Taschenrändern und in sekundären kleinen Taschen im Blockschuttmaterial selber auf, wo sie völlig horizontal und ungestört zwischen den eingestürzten Blöcken liegen. Nur im nordwestlichen Teile dürften Gesteinspartien in ihrem ursprünglichen Schichtverband eingerutscht sein. Irgendeine Gesetzmässigkeit oder Sonderung der Komponenten scheint zu fehlen. Geröllzählungen liessen keinerlei Gesetzmässigkeiten erkennen.

In der ganzen Füllmasse wurden zehn Gesteinskomponenten festgestellt und näher untersucht:

Vier Komponenten treten heute noch am Chamblon selber auf:

1. Strohgelber, oolithischer Kalk der obern Pierre jaune. Häufig.
2. Mergel und knollige Kalke der «Zone de Russille» (Barrémien). Sehr häufig.
3. Lumachellenkalk, stark glaukonitisch, wie er vor allem in der untern Pierre jaune auftritt.
4. Echinodermenbreccie mit Glaukonit.

Die letzten zwei Typen sind vorwiegend in der untern Pierre jaune zu finden, treten aber gelegentlich auch in der oberen auf; eine sichere Zuweisung zur einen oder andern Schichtgruppe ist nicht möglich.

Dazu kommen:

5. Gelbbrauner, heller, stark oolithischer Kalk. Die Ooide sind dunkler als der Zement und erreichen eine einheitliche Grösse von ca. 0,5–0,8 mm. Ich konnte einen solchen Kalk im Barrémien bei Eclépens beobachten.
6. Weisslichgelber, stark oolithischer Kalk, sehr hart, muscheliger Bruch. Im Barrémien bei Eclépens beobachtet.
7. Weisser, feinoolithischer, weicher Kalk, gewöhnlich sehr stark rekristallisiert (Urgonien blanc?).
8. Harter, ockergelber, sehr feinspätiger Kalk, glatte, muschelige Bruchfläche. Herkunft unbekannt (Barrémien?).
9. Weicher, oolithischer Mergelkalk mit rostroten, grossen Ooiden und Pseudo-Ooiden. Sehr ähnlich den oolithischen Mergelkalken des Berriasien.
10. Hellgelber, leicht rötlich verfärbter, dichter Kalk. Ausserordentlich selten.

Schliffe des Gesteins Nr. 10 zeigten, dass es sich um Cénomanien handeln muss. Es wurden neben häufigen Rotaliden zwei sichere Querschnitte von *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* (Renz) gefunden.

Ausserdem gelang es, die folgenden Makrofossilien in der Tasche nachzuweisen: *Waldheimia ebrodunensis* (Ag.) und ein Bruchstück, das vermutlich eine *Requienia ammonia* (Math.) repräsentiert. Beide Fossilien sprechen für Barrémien.

Die Füllung der Tasche mit Kreidematerial können wir uns auf verschiedene Weise erklären:

1. Die Tasche wurde unterirdisch ausgekolkt, der darüberliegende Gesteinsverband stürzte in sich zusammen. Gegen diese Deutung spricht das Auftreten von Berriasien (?) und unterer (?) Pierre jaune in der Füllmasse, die nach der stratigraphischen Situation über der Tasche nicht anstehend waren. Im weitern müsste eine gewisse Sonderung des Materials vorliegen: Älteres Material müsste überwiegend in den unteren Teilen der Füllmasse liegen.
2. Die nach oben geöffnete Tasche wurde allmählich durch herunterstürzende Gehängeschuttmassen aufgefüllt. Gegen diese Deutung spricht das reichliche Auftreten von Pierre jaune. Die Tasche selber liegt in den obersten Schichten der Pierre jaune, somit waren über der Taschenöffnung vorwiegend Barrémien und jüngere Sedimente anstehend, die als Gehängeschuttkomponenten in Betracht fallen.
3. Die Tasche wurde durch herangeschwemmte Schuttmassen (Fanglomerate) angefüllt. In diesem Falle müsste aber bereits eine beginnende Heraushebung des Juragebirges angenommen werden. Gegen die Deutung als Fanglomeratfüllung spricht der schlechte Rundungsgrad der meisten Komponenten, vor allem der kleinen. Im weiteren müsste in diesem Falle wohl mit einer bedeutenden Einschwemmung siderolithischen Materials gerechnet werden, das auf der damaligen Verwitterungsoberfläche lag.
4. Die Tasche wurde durch einen Bergsturz ausgefüllt. Diese letzte Möglichkeit scheint die wahrscheinlichste, sowohl in bezug auf Zusammensetzung und Verteilung der Komponenten wie auch der äusserst kompakten Gesteinsverbandsverhältnisse. Diese Annahme bedingt jedoch eine vorgängige Neigung der ganzen Gesteinsserie zu einer schiefen Ebene.

2. Kluft mit kretazischer und siderolithischer Füllmasse

Im Spätherbst 1949 kamen beim Abbau im Steinbruch IV von Uttins in einer tektonischen Kluft stark zerdrückte, in einen glaukonitischen Sand eingebettete und mit Bitumen imprägnierte Kalkbruchstücke zum Vorschein. Die Kluft lag 30 m südwestlich des Schottersilos (537,110 181,120) in der untern und obern Pierre jaune (Tafel II, Stelle *a*).

Der Kluftteil unter den Marnes d'Uttins (Figur 7*b*) zeigte keinerlei siderolithischen Imprägnationen und absolut keine Auskolkungen durch Wassererosion. Die in glaukonitische Sande eingebetteten Kalktrümmer erwiesen sich als obere Pierre jaune, Urgonien blanc und Cénomanien mit *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* (Renz). In den Marnes d'Uttins schloss sich die Kluft offenbar allmählich durch Verschwemmung und abbröckelnde Mergelpartien. Der obere Teil der Kluft in der obern Pierre jaune ist stark durch Karsterosion ausgelaugt und mit siderolithischen Verwitterungsprodukten angefüllt.

3. Glaukonitsandtaschen

Im Sommer 1950 fand ich im gleichen Steinbruch (Tafel II, Stelle *b*, 537,118 181,110) in glaukonitischen Sanden, aus einer durch den Steinbruchbetrieb fast völlig zerstörten Tasche in der obern Pierre jaune (Figur 7 *a*) Fragmente zweier Ammoniten aus der mittleren Kreide sowie einen gut erhaltenen *Inoceramus*.

Der obere Teil der Tasche war mit siderolithischen Ablagerungen angefüllt.

Die Bestimmung durch Herrn Prof. Rutsch ergab:

«*Inoceramus (Actinoceramus) sulcatus* Parkinson. Bibliographie siehe: H. Woods, Cretaceous Lamellibranchia of England, vol. 2, p. 269.

Der Typus dieser Art stammt aus dem Gault von Folkestone, unser Exemplar stimmt mit dieser Form vorzüglich überein. Sie ist ziemlich weit verbreitet, im Juragebirge ist sie u. a. nachgewiesen im «Gault inférieur» von Ste-Croix (Pictet & Campiche, Ste-Croix, p. 105) und im Albien der Perthe-du-Rhône (Pictet & Roux, p. 499, Jayet, p. 180 u. ff.).

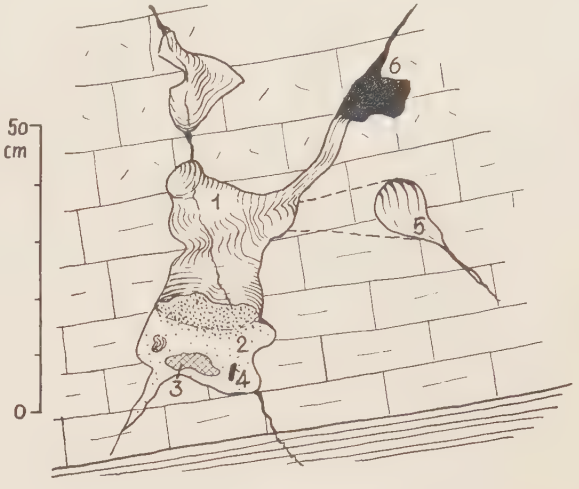


Fig. 7 *a*. Glaukonitsandtasche beobachtet im Sommer 1950, Steinbruch Uttins IV (537,118/181,110)

1. Durch Karsterosion ausgekolkte Tasche in der obern Pierre jaune.
2. Glaukonitsand als Taschenfüllung.
3. Pierre jaune-Gerölle.
4. Albien-Fossilien.
5. Unterirdische Verbindung mit siderolithischer Tasche.
6. Ausgekolkte Kluft mit Boluston.

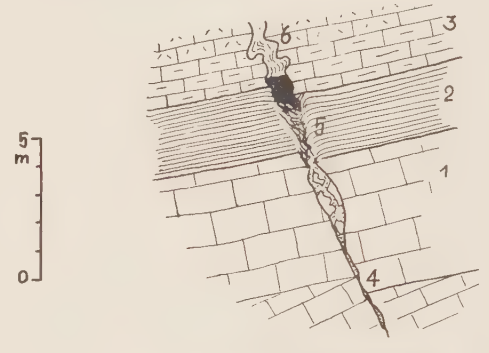


Fig. 7 *b*. Kluft mit kretazischer und siderolithischer Füllmasse Steinbruch Uttins IV (537,110/181,120)

1. Untere Pierre jaune.
2. Marnes d'Uttins.
3. Obere Pierre jaune.
4. Tektonische Kluft gefüllt mit Glaukonitsand und Kalkbruchstücken (obere Pierre jaune, Barrémien und Cénomanien).
5. Kluft durch Marnes d'Uttins abgeschlossen.
6. Kluftteil über den Marnes d'Uttins, ausgekolkt und mit siderolithischem Material angefüllt.

Fig. 7 *c*. Glaukonitsandtasche beobachtet von Herrn Prof. Rutsch, Steinbruch Uttins IV

1. Untere Pierre jaune.
2. Marnes d'Uttins.
3. Füllmasse Glaukonitsand mit Kalktrümmern, ohne Fossilien.

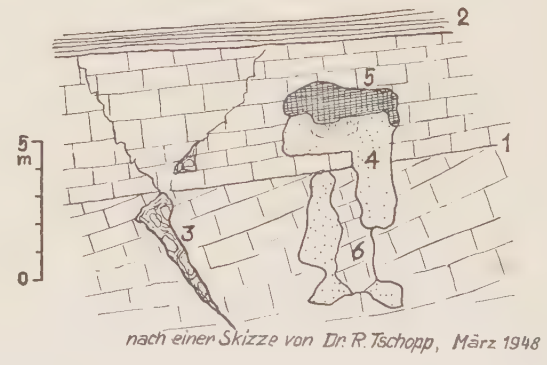


Fig. 7 *d*. Glaukonitsandsteintasche beobachtet von Herrn Prof. Vonderschmitt

1. Untere Pierre jaune.
2. Marnes d'Uttins.
3. Kluft mit graubraunen Tonen und Sandsteinen.
4. Glaukonitischer Sandstein, bituminös.
5. Tone, bituminös (siderolithisch?).
6. Klotz von Pierre jaune.

Fig. 7. Taschenbildungen im Hauterivien von Uttins (Mont Chamblon).

Inoceramus (Actinoceramus) sulcatus Park. gilt als charakteristisches Leitfossil des Albien, kommt aber in England ausser im Gault auch im «Upper Greensand» vor, den die englischen Geologen bereits ins Cénomanien stellen (= Vraconien?)».

Hoplites dentatus (Sow.), *(Albien-Leitfossil).*

Hamites sp.

Die beiden letzten Bestimmungen verdanken wir Herrn Gymnasiallehrer Fr. Burri.

Über die eingangs erwähnten Taschen mit Glaukonitsandsteinen, welche die Herren Prof. Rutsch und Vonderschmitt beobachteten, kann anhand von Photos ungefähr auf die in Fig. 7 *c* und 7 *d* dargestellte Situation geschlossen werden.

Die Tasche 7 *d* ist sehr schematisch nach einer Zeichnung von Herrn Dr. R. Tschopp wiedergegeben. Die Untersuchungen am gesammelten Taschenmaterial ergaben:

1. Bituminöse Tone: Graugrün, oft braun und rotbraun gefleckt. Röntgenographische Untersuchungen zeigten, dass es sich um einen fast reinen Quarzsand mit einer geringen Beimengung von Eisenoxyden handelt (wahrscheinlich durch Bitumen reduziert zu zweiwertigem Oxyd). Sie zeigen eine völlige Analogie mit den Röntgendiagrammen von siderolithischen Bolustonen.
2. Brauner Quarzsandstein, bituminös imprägniert. Schliffe zeigen einen fast reinen Quarzsand mit extrem gut gerundeten Komponenten in einem limonitischen Zement. Die Rundung dieser Quarzkörner kann fast nur durch äolischen Transport erklärt werden. Es handelt sich wahrscheinlich um gleiche Bildungen, wie sie in der Tasche Figur 8 gefunden wurden, wo sie zwischen eingeschwemmten Bolustonen liegen.
3. Den Hauptteil der Tasche scheinen aber bitumenimprägnierte, glaukonitische Sandsteine eingenommen zu haben. Eine Anzahl Dünnschliffe zeigt eckige und gerundete Quarzkörner in einem calcitischen Bindemittel, das stellenweise vollständig durch Chalzedon ersetzt ist. Gelegentlich tritt Quarz stark zurück, dafür werden stark rekristallisierte Kalksteintrümmer und vor allem Echinodermen- und Bryozoentrümmer häufig. Glaukonit ist auffallend häufig und in ausnehmend grossen, grünen Körnern vorhanden. Die Fossiltrümmer sind fast immer stark glaukonitisch imprägniert, die glaukonitische Porenfüllung ist oft das einzige Merkmal, das die stark rekristallisierten zoogenen Trümmer überhaupt noch als solche erkennen lässt. Nicht selten wird in den zoogenen Trümmern die Calcitmasse auch durch Chalzedon verdrängt, wobei aber das glaukonitische Porennetz erhalten bleibt. Es lassen sich gewisse Übergänge von Chalzedon zu Quarz beobachten.

4. Siderolithische Taschenfüllungen

Die Frage der Entstehung der siderolithischen Bildungen ist in zahlreichen Arbeiten behandelt worden. Die Ablagerungsweise solcher Terra rossa-Bildungen in Form von Taschen am Chamblon wurde vor allem von H. Schardt eingehend untersucht. Wir möchten auf diese Arbeiten verweisen und führen daher hier nur die zur Vervollständigung dienenden eigenen Beobachtungen an:

a) Die siderolithischen Ablagerungen am Chamblon sind heute nur noch in Form von Taschenfüllungen vorhanden. Die alttertiäre Karstoberfläche mit ihren siderolithischen Bildungen ist durch Abtrag weitgehend zerstört.

b) Einzig im Kreidevorkommen von Chevressy östlich der Orbe-Ebene treten geschichtete siderolithische Bildungen zwischen Kreide und Molasse auf. Sie scheinen, wie künstliche Aufschlüsse am Kontakt Kreide/Molasse zeigen, am Südende des Chamblon zu fehlen oder nur unbedeutend vorhanden zu sein.

c) Die Taschen mit siderolithischen Ablagerungen beschränken sich vorwiegend auf den Steinbruchbezirk Uttins. Kleine Taschen lassen sich jedoch auch in allen übrigen Steinbrüchen gelegentlich beobachten. Bei Uttins sind sie vorwiegend auf die alten Steinbrüche I, II, III beschränkt. Die

meisten von H. Schardt beschriebenen Vorkommen sind nicht mehr zu beobachten, doch zeigen die neuen Anschnitte die gleichen Erscheinungen.

d) Die Taschen treten vorzugsweise in der oberen Pierre jaune auf, können aber auch in der untern beobachtet werden. In der Bohrung von Cuarny wurden siderolithische Taschenfüllungen im Berriasien durchteuft.

e) Die Bildungen lassen sich lithologisch gliedern in

Bohnerz,
Bolustone,
Quarzsande.

Bohnerz: Taschen mit Bohnerzbildungen sind ziemlich selten. Gemischt mit Bolus und Quarzsand sind sie z. B. zwischen den Steinbrüchen II und III westlich P. 451 Uttins zu beobachten. Sie treten allgemein nur in oberflächennahen Bildungen auf und wurden auch am Rande der Blockschutt-Tasche beobachtet (Figur 8).

Bolustone: Grüne, ockergelbe bis dunkelrostrote «Tone», mehr oder weniger feinkörnig, stark eisenschüssig. Ein ausserordentlich fein erscheinender Boluston aus der Tasche Figur 8 zeigt im Röntgendiagramm ein starkes Vorherrschen von Quarz. SiO_2-Bestimmungen ergaben denn auch einen Wert von 58,8 % SiO_2, dem ein Fe_2O_3-Wert von 18,3 % gegenübersteht. Auf Al_2O_3 als wesentlichem Bestandteil von Tonmineralien kann somit kaum viel über 10 % entfallen.

Quarzsande: Wir verstehen darunter die grobkörnigeren und gewöhnlich Fe-ärmeren Ablagerungen. Sie sind recht häufig, jedoch selten rein weiss, d. h. Fe-frei. In einigen Taschen (Figur 8) wurden grobkörnige Quarzsande beobachtet, die neben einer guten Aufbereitung eine aussergewöhnlich gute Rundung der Körner zeigen, wie sie wohl nur durch äolische Abrollung erklärt werden kann.

f) Die von H. Schardt (1879*b*) kurz erwähnte Säugetierfauna aus den Bohnerztaschen bei Uttins am Chamblon wurden von H. G. Stehlin (1902, 1910*b*) bearbeitet. Er führt folgende Fauna auf:

Lophiodon cfr. *isselanum* Cuv.
Chasmotherium Cartieri Rüt., fraglich.
Propaeotherium isselanum Gerv.
Lophiotherium spec.
Paloplotherium Rütimeyeri (n. sp. von Egerkingen).
Paloplotherium Depéreti (n. sp. von Egerkingen).
Artiodactyl der Mixtotheriumgruppe.
Artiodactyl der Hypopotamusgruppe.
Sciurus spectabilis F. Major.
Grosser Carnivor.
Crocodilier.

H. G. Stehlin (1910*b*) bestimmte das Alter dieser Fauna als oberes Lutétien.

Dr. J. Hürzeler hat die von uns in verschiedenen siderolithischen Taschenfüllungen gefundenen Säugetierreste bestimmt. Er schreibt:

«Der von H. G. Stehlin (1902) veröffentlichten Faunenliste sind auf Grund der neuen Funde noch beizufügen:

Adelomys sp.
Chiropter indet.

Eine Änderung in bezug auf das von H. G. Stehlin angegebene Alter haben die neuen Funde nicht zur Folge.»

Alter der Taschenfüllungen

1. Siderolithische Taschen

Die Verwitterung und die daraus hervorgehende Bildung siderolithischer Ablagerungen begann mit der Festlandbildung in der Oberkreide (Post-Maestrichtien) und endete mit der Überflutung im Stampien. Es stellt sich die Frage, ob die Entstehung und die Füllung der Taschen mit diesen siderolithischen Verwitterungsprodukten ebenfalls in diesen Zeitabschnitt fällt. Die Frage lässt sich aus Untersuchungen am Chamblon allein nicht eindeutig beantworten, da direkte Überlagerung durch Molasse heute nirgends mehr aufgeschlossen ist.

Alle am Fusse des Jura bekannten Taschenfüllungen, vor allem diejenigen am Mormont, sind jedoch sicher prämolassisch. In Analogie dürfen wir annehmen, dass auch die Taschen bei Uttins am Chamblon vormolassisch, also noch zur Zeit der Festlandbildung im Alttertiär aufgefüllt wurden.

Die Fossilien in den siderolithischen Taschen am Chamblon erlauben uns, diese Taschenfüllungen als Lutétien oder post-Lutétien zu begrenzen. Sie müssen somit in der Periode zwischen Ende Lutétien und Beginn des Stampien aufgefüllt worden sein, während wir anderseits die Auskolkung der Taschen auf Grund der Fossilien und stratigraphischen Verhältnisse als sicher prästampisch und wahrscheinlich prä-Lutétien annehmen dürfen.

2. Glaukonitsandtaschen

Hier stellt sich vorerst die Frage, ob es sich um primäre Glaukonitsandsteinablagerungen in Taschen zur Zeit des Albien handelt, oder ob eine spätere Einschwemmung aus einer Albien-Lagerstätte vorliegt. Die von mir beobachteten Taschen zeigen durchaus denselben Charakter wie die Taschen mit siderolithischen Füllungen. Sie stehen mit diesen durch unterirdische Gänge in Verbindung und müssen zur gleichen Zeit ausgekolkt worden sein wie die im vorigen Abschnitt erwähnten siderolithischen Taschen.

Wären diese Taschen zur Zeit der mittleren Kreide gebildet worden und hätten sie eine Auffüllung im Albien erfahren, müssten wir heute in den meisten Taschen noch Albiensande vorfinden, oder sie müssten zum Teil durch cenomane Kalke ausgefüllt worden sein, da an der Grenze Mittel Oberkreide eine Überflutung unseres Untersuchungsgebietes stattgefunden hat. Es ist somit wahrscheinlich, dass es sich hier um eingeschwemmte Albiensande handelt.

Der gute Erhaltungszustand der Fossilien lässt auf einen kurzen Transportweg schliessen. Die Taschen sind vermutlich nur durch herabgestürzte Albiensande aufgefüllt worden, wobei Fossilien mit guterhaltener Perlmutterschale keine Abrollung durch einen langen Wassertransport erfahren haben. Wie unsere früheren Ausführungen zeigen, scheinen die Ausfüllungen mit glaukonitischen Sanden vor der eigentlichen siderolithischen Auffüllung stattgefunden zu haben, also wahrscheinlich vor dem Lutétien.

Fraglich ist nur das Alter der glaukonitischen Taschenfüllung, die Herr Prof. L. Vonderschmitt im Steinbruch bei Uttins beobachtet hat. Eine Beurteilung allein anhand des Füllmaterials ist fast unmöglich. Eine Auffüllung dieser Tasche zur Zeit der ersten Molasseablagerungen ist nicht völlig ausgeschlossen, doch sprechen die meisten Argumente gegen diese Auffassung. Einmal können die obersten Teile der Tasche durchaus als durch Bitumen grün verfärbte siderolithische Bolustone gedeutet werden. Darunter folgen wahrscheinlich äolisch aufbereitete und gerollte Quarzsande mit limonitischem Bindemittel (Siderolithikum). Der untere Teil der Tasche zeigt stark glaukonitische Sande mit zum Teil chalzedonischem Bindemittel. Quarzkörner sind eckig und gerundet, in gewissen Horizonten angereichert, in andern herrscht dagegen eher Calcit vor, der meist sehr stark rekristallisiert erscheint. Trotzdem lassen sich noch sehr gut Echinodermen und Bryozoentrümmer erkennen, die meist mit Glaukonit imprägniert sind, wie es in der Kreide häufig beobachtet werden kann. Fraglich bleibt nur die Herkunft dieser Sande. Aus einer Probe anstehender Glaukonitsande der Gegend von Auberson und einer Probe aus der von mir entdeckten Albien-Glaukonitsand-Tasche wurde durch Schlämmen möglichst viel Glaukonit entfernt. Der Rückstand zeigte unter dem Binokular viel Quarz und eine grosse Zahl von Echiniden- und Bryozoentrümmer, die fast alle glaukonitisch imprägniert waren. Die Rückstände beider Proben zeigten eine grosse Ähnlichkeit mit den sekundär durch Calcit und Chalzedon verfestigten Komponenten aus der fraglichen Tasche. Es

ist somit sehr wohl möglich, dass es sich bei dieser Tasche um ähnliche Entstehung handelt wie die von mir entdeckte Albientasche, nur dass hier die Sande vor Einfüllung durch intensives Auswaschen einen erheblichen Teil des Glaukonites verloren haben und heute eher den Eindruck eines Molassesandsteins erwecken. Dieser Eindruck wird durch die starke Ölimprägnierung natürlich noch unterstützt.

3. Kluft mit kretazischer und siderolithischer Füllmasse

Die Füllung dieser Kluft hat wahrscheinlich schon vor der Auskolkung durch Karsterosion stattgefunden, denn nur der obere, nicht mit Kreidematerial ausgefüllte Teil der Kluft ist stark ausgekolkt und mit siderolithischem Material angefüllt. Dagegen zeigen die unteren Teile der Kluft, in denen das Kreidematerial liegt, keine Spuren einer Auswaschung. Die Bildung dieser Kluft darf wahrscheinlich als zwischen oberstem Cénomanien und der sehr wahrscheinlich Vor-Lutétien stattgefundenen Karsterosion datiert werden. Es scheinen somit tektonische Verstellungen oder zumindest Kluftbildungen schon im Alttertiär stattgefunden zu haben. Diese Beobachtungen können z. B. auch am Südende des Eisenbahntunnels beim Bahnhof Eclépens bestätigt werden.

4. Tasche mit Blockschutt

Die Füllung dieser Tasche fällt ganz sicher in vordiluviale Zeit, da der Rhonegletscher die obersten Teile der Füllmasse poliert hat. Alle Erscheinungen deuten darauf hin, dass die Tasche sogar vor der Füllung der übrigen siderolithischen Taschen mit Blockschuttmaterial zugeschüttet wurde. Die Füllmasse selber zeigt nämlich an den W-Wänden eine nachträgliche Auskolkung und eine Auffüllung durch geschichtetes siderolithisches Material (Figur 8). Die Fossilfunde in den siderolithischen Schichten dieser Tasche deuten auf eine Füllung im Lutétien, somit muss die Blockschuttfüllung älter sein. Die jüngste Komponente der primären Füllmasse hat oberes Cénomanien-Alter. Somit beschränkt sich die Zeit für die Taschenfüllung auf Turonien bis Lutétien.

Fig. 8.

Ansicht der siderolithischen Taschenfüllung am Rande der Blockschuttmasse Steinbruch Uttins, Mont de Chamblon.

Zusammenfassung

1. Oberes Barrémien in Urgonfazies (Urgonien blanc) war auch am Chamblon vorhanden. Das heutige Fehlen kann somit nicht als eine Sedimentationslücke erklärt werden (E. Meyer, 1935–1936).

2. Auch zur Zeit der Mittel- (Albien) und Oberkreide (Cénomanien) war das Gebiet wahrscheinlich überflutet. Es wurden glaukonitische Albiensande und dichte Cénomanienkalke abgelagert.
3. Es haben schon im Alttertiär tektonische Verstellungen, Aufwölbungen oder Kluftbildungen stattgefunden.
4. Die siderolithischen Taschenfüllungen zeigen nicht nur eine intensive chemische Verwitterung (Terra rossa-Bildung), sondern auch deutliche Deflationserscheinungen, die auf wüstenähnliche Klimabedingungen schliessen lassen.
5. Auch Wassererosion scheint stark gewirkt zu haben, vorwiegend als unterirdische Karsterosion, die wahrscheinlich als Lutétien oder älter datiert werden kann.

Anhang: Geschichtetes Siderolithikum von Chevressy

Über den Kalken des Kreidevorkommens von Chevressy, die sehr stark siderolithisch imprägniert sind, liegt eine dicke Lage von geschichteten siderolithischen Ablagerungen (vorwiegend Bolustone und stark Fe-haltige Quarzsande). Gelegentlich treten, vielfach in Nestern zusammengeschwemmt, Bohnerzkörner auf. Die Aufschlüsse sind heute zu schlecht, um eine Mächtigkeit angeben zu können, doch scheinen die Angaben von A. Jaccard (1869, p. 67) mit 150 m mehr als zehnmal zu gross zu sein, was eventuell auf einen Druckfehler zurückzuführen ist.

C. Molasse

Bisherige Untersuchungen (Tabelle I)

Schon H. B. de Saussure (1779) erkannte, dass die Molasseschichten bei Suscévaz den Kalken des Chamblon aufliegen und somit jünger als die Bildungen des Juragebirges sein müssen. Diese Beobachtung veranlasste G. de Razoumowsky (1789), zwei Sedimentationsphasen anzunehmen. In einer ersten wurden die «Muschelkalke» der Juraketten in einem Meeresbecken gebildet. In einer zweiten Phase süsste dieses Meeresbecken aus und wurde allmählich mit Geröllen und Sanden ausgefüllt. Der heutige Neuenburgersee ist ein Relikt dieses Süsswasserbeckens.

Razoumowsky (1789) macht erstmals auch auf die Gipsführung der Molasse südlich der Orbe-Ebene aufmerksam, auf die spätere Autoren immer wieder zurückkommen (J. G. Ebel 1793, L. von Buch 1803, M. de Correvon 1829, L. Necker 1841). V. Gilliéron (1830) findet bei Ependes Gips als Steinkerne von Heliciden.

G. de Razoumowsky (1789) und J. G. Ebel (1793) fassen den Gips als Spender des Mineralgehaltes der Thermen von Yverdon auf, was H. Olloz (1840) jedoch bezweifelt. Olloz macht bei dieser Gelegenheit erstmals auf marine Muschelsandsteinbänke in der Molasse bei Cronay aufmerksam.

Den Versuch einer ersten Unterteilung der unteren Süsswassermolasse verdanken wir S. Chavannes (1854). Eine Verfeinerung der stratigraphischen Gliederung stammt von A. Jaccard (1869, p. 47). In seinem Beitrage zur geologischen Karte 1:100 000, Blatt XI, gibt er ein Detailprofil von der Strasse unterhalb Belmont wieder, auf das wir heute angewiesen sind, da dieser Aufschluss grösstenteils verwachsen ist. Aus der Molasse von Epautheyres an der Staatsstrasse von Yverdon nach Lausanne erwähnt E. Renevier (1869) eine brackische Fauna mit *Cerithium margaritaceum*, *Neritina* und Cyrenen. Eingehend befasst sich H. Schardt (1879) mit der «Molasse rouge» unseres Untersuchungsgebietes.

Unbedeutende Fortschritte bringt die erste geologische Kartierung unseres Untersuchungsgebietes im Maßstab 1:25 000 durch W. Custer. Er unterscheidet nur Süsswasser- und marine Molasse. Ausführlicher ist die stratigraphische Beschreibung in seiner Arbeit über das Jurafussgebiet (1928). Durch einen Fund von «*Helix ramondi* (Brgt.)» bei Suchy am Südrande unseres Untersuchungsgebietes gelingt es ihm,

B. Studer 1825	S. Zollikofer 1853 S. Chavannes 1854	K. Mayer O. Heer } 1859	A. Jaccard 1869 E. Renevier 1869	E. Renevier 1874	A. Jordi 1951 ↕ Marine Ablagerungen ↕ Brackische, limnische oder terrestrische Ablagerungen	
MARINE MOLASSE	Molasse marine	HELVETIEN	Grès coquillier Molasse marine	HELVETIEN	lsteine dsteine Sandsteine	BURDIGALIEN
	Molasse grise	MAYENCIEN	Molasse grise	LANGHIEN LAUSANNIEN	gel Zone grober Sandbänke Zone der vorwiegend bunten Mergel	AQUITANIEN
UNTERE SÜSSWASSERMOLASSE	Molasse à lignite	AQUITANIEN	Molasse et Calcaire d'eau douce inférieurs	AQUITANIEN	Obere Gipsmergelzone Tillerée-Schichten Untere Gipsmergelzone Dolomitzone nd Dolomite Süsswasserkalkzone	OBER-STAMPIEN
	Molasse rouge		Molasse rouge		rgel	
		TONGRIEN		STAMPIEN	sandsteinbänken und Gompholiten	MITTEL-STAMPIEN

den untern Teil der Süsswassermolasse als chattisch zu datieren. Er lässt die Frage eines eventuell vorhandenen Rupélien offen.

Einen wesentlichen Schritt weiter führen uns die Untersuchungen der Petroleumexpertenkommission (PEK) [1]) aus den Jahren 1935–1937, in denen erstmals versucht wird, bei der Kartierung die stratigraphische Gliederung, die auf Arn. Heim (1919) und teilweise sogar auf S. Chavannes (1854*b*) und A. Jaccard (1869) zurückgeht, zu verwenden. Die Aufnahme der Umgebung von Yverdon stammt von E. Meyer; seine Aufzeichnungen wurden von A. Lagotala zu einem Gesamtbericht verarbeitet. Diese Untersuchungsresultate verwendete H. E. Althaus (1947) zu einem zusammenfassenden Bericht über die petrolgeologischen Untersuchungen in der westschweizerischen Molasse. Leider konnte er sich dabei auf keine eigenen Felduntersuchungen stützen. Differenzen treten innerhalb der Mitarbeiter der PEK in bezug auf das Alter der Molasse nördlich der Orbe-Ebene auf. E. Meyer stellt wie schon A. Jaccard (1869) und H. Schardt (1879*b*) fest, dass es sich um jüngere Molasseablagerungen als «Molasse rouge» handeln müsse. A. Lagotala und H. E. Althaus zweifeln jedoch an der Richtigkeit dieser Zuweisung und glauben, die Serie der «Molasse rouge» zuweisen zu müssen.

Gliederung der Molasse (Tabelle I)

Aus früheren Untersuchungen konnte keine sichere stratigraphische Gliederung unserer Molasseablagerungen übernommen werden. Wenn auch beispielsweise das Chattien paläontologisch belegt war, fehlten sichere, eindeutig definierte Grenzziehungen zwischen den einzelnen Stufen. Daher wurden für die Neubearbeitung vorerst von allen zur Verfügung stehenden Molasseaufschlüssen Detailprofile 1:50 aufgenommen. Es gelang so, eine Anzahl guter Leithorizonte zu ermitteln. Bei der Kartierung wurde ihre Verfolgbarkeit im Felde nachgeprüft.

Die anfänglich rein lithologische Gliederung konnte später durch eine Anzahl leitender Säugetier- und Molluskenfunde einzelnen Stufen zugeordnet werden. Es gelang auch, die Stufengrenzen paläontologisch zu belegen. Die unserer Arbeit zugrunde gelegte Gliederung ist in Tabelle I dargestellt.

Sedimentpetrographische Charakterisierung der Molassesedimente

Die Anregung, die Molassesedimente unseres Untersuchungsgebietes auf die drei Komponenten Sand/Ton/Kalk zu untersuchen, geht auf R. Ramseyer (1952) zurück, der eine möglichst objektive Charakterisierung der aquitanen Molassesedimente am Vully anstrebte.

Wir haben 450 Gesteinsproben aus Profilen des Oberstampien sedimentpetrographisch untersucht. Die Resultate finden sich im stratigraphischen Teil dieser Arbeit und sind in Figur 9 dargestellt. Die Untersuchungen zeigten, dass es von Bedeutung ist, den Arbeitsgang möglichst genau anzugeben, da man je nach Arbeitsmethode etwas abweichende Resultate erzielt, die nicht ohne weiteres miteinander verglichen werden dürfen. Der Arbeitsgang war kurz folgender:

Probeentnahme: Die Probendichte richtet sich ganz nach dem lithologischen Charakter des zu untersuchenden Profiles. Die im Felde entnommene Probe von möglichst unverwittertem Material betrug je ca. 100 g Gesteinsmaterial.

Aufbereitung: Die völlig trockene Probe wurde von Hand oder im Hartgummimörser zerbröckelt und nach der Methode von Layne (1950) mit Benzin übergossen. Nach einer halben Stunde ersetzten wir das Benzin durch Wasser, wodurch eine Lockerung des Gesteinsverbandes erreicht wird. Bei tonigen Gesteinen ist der Zerfall meist ein vollständiger, bei kalkigen Gesteinen muss dieser Vorgang eventuell mehrmals wiederholt werden. Das so aus dem Gestein erhaltene Körnerpräparat wird im Trockenschrank bei 110° C getrocknet.

Karbonatbestimmung: Vom getrockneten Körnerpräparat wurden 4 g abgewogen, im Passon-Apparat die Kohlensäure bestimmt und daraus der Karbonatgehalt des Gesteins errechnet; dabei wird alles Karbonat als Calciumkarbonat (Kalk) angenommen.

[1]) Petroleum-Experten-Kommission in der Folge als PEK bezeichnet.

Weitere 25 g des Körnerpräparates wurden nun mit der dem errechneten Karbonatgehalt äquivalenten Menge 1/5 n HCl versetzt und einige Stunden stehengelassen und nachher leicht erwärmt (70°). Durch Zugabe einiger Tropfen konzentrierter HCl wurde die Vollständigkeit der Kalklösung geprüft. Durch das vorherige Errechnen der nötigen HCl-Menge wird ein zu starker HCl-Überschuss vermieden, der nichtkarbonatische Bestandteile lösen könnte. Nach Abfiltrieren und gutem Auswaschen wurde der Rückstand bei 110° getrocknet und gewogen. Aus der Gewichtsdifferenz errechnet man den prozentualen Anteil des Gelösten (Kalk und andere, in 1/5 n HCl teilweise lösliche Mineralien). Diese beiden, auf verschiedene Weise erhaltenen Kalkwerte ergaben uns Anhaltspunkte über vorhandene nichtkarbonatische Bestandteile (z. B. Gips).

Korngrössenverhältnis: Der getrocknete und gewogene Rückstand der Karbonatbestimmung durch Salzsäure wird mittels Sieb (0,06 mm) in zwei Fraktionen zerlegt. Die Grenze wurde aus praktischen Gründen bei 0,06 mm gewählt und stimmt mit der Klassierung von C. K. Wentworth (1922) und neuerer amerikanischer Literatur überein. Wir fassten dabei die Fraktionen 0,06 bis 0,002 (Silt) und <0,002 mm (Ton) als «Silt-Ton» zusammen. Die Probe wurde dabei mittels Wasserstrahl durch das feinmaschige Sieb gespült, durch Spülen über einer weissen Porzellanschale vergewisserten wir uns über die Vollständigkeit des Arbeitsganges. Die grobe Fraktion wurde auf ein Filter gespült und bei 110° getrocknet. Aus dem Gewicht kann der Sandgehalt errechnet werden, aus der Differenz zur letztgemachten Wägung können wir den Tongehalt bestimmen.

Komponentendreieck: Die so erhaltenen, am Aufbau eines Molassesedimentes im wesentlichen beteiligten drei Komponenten Sand/Silt-Ton/Karbonat können in einem Komponentendreieck dargestellt werden und ergeben ein übersichtliches Bild der Zusammensetzung einzelner Gesteinsserien. Die Diagramme verschiedener stratigraphischer Serien im Stampien unterscheiden sich dabei deutlich (Figur 9).

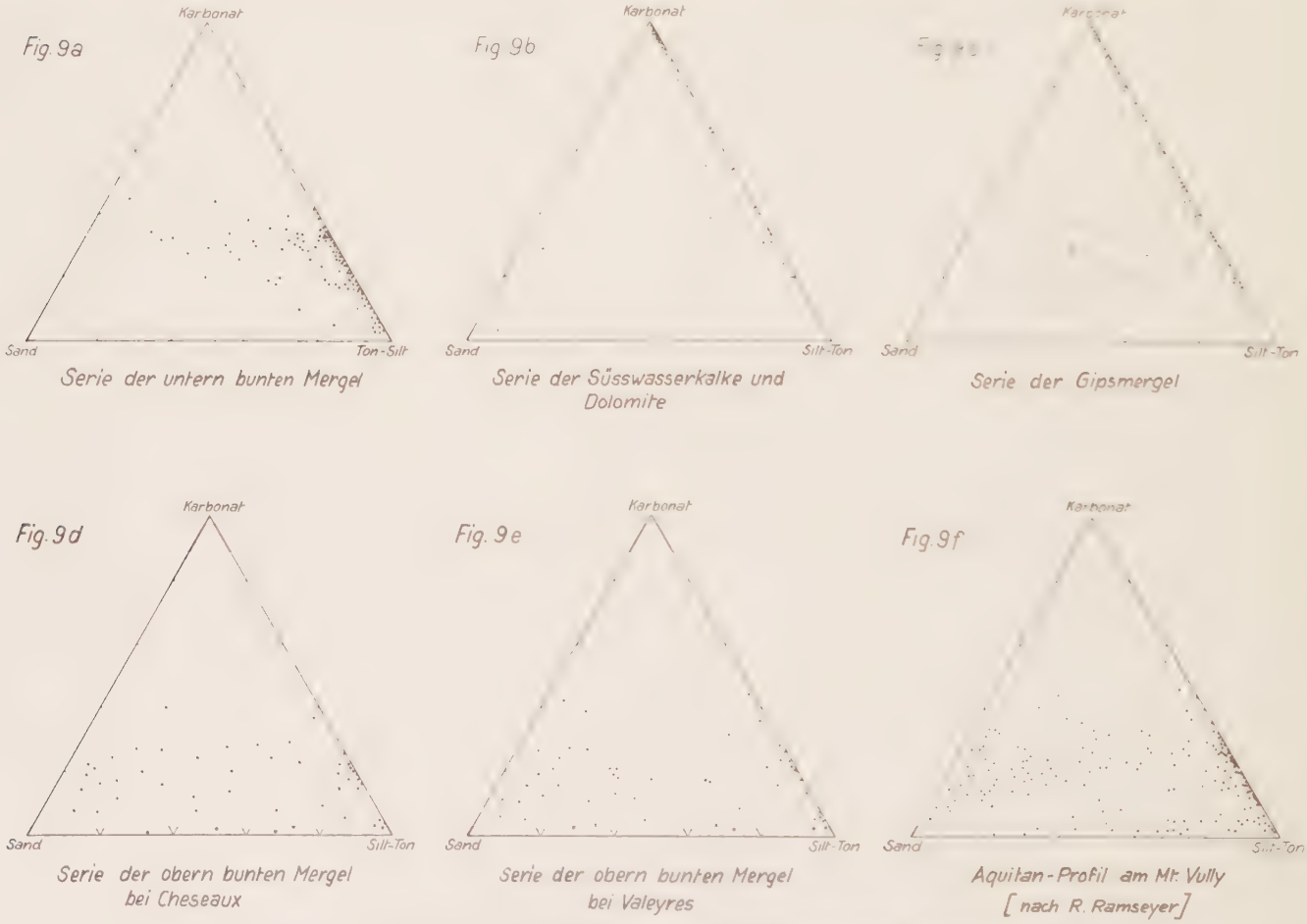


Fig. 9. Die Sand-Silt/Ton-Kalk-Zusammensetzung verschiedener Molasseserien.

Gesteinsbezeichnungen: Wir haben die von R. Ramseyer (1952, Fig. 4, p. 174) angewandten Gesteinsbezeichnungen mit einigen Änderungen für den kalkreichen Teil übernommen. Es zeigte sich dabei, dass diese rein auf dem Mengenverhältnis Sand/Silt-Ton/Karbonat beruhenden Bezeichnungen im Aquitanien und im obern Teil der «Serie der untern bunten Mergel» (Stampien) sehr zweckmässig sind. Sie erübrigen sich jedoch teilweise dort, wo andere, die Sedimente eindeutiger charakterisierende Merkmale vorhanden sind. Weiter sei hier hervorgehoben, dass die Untersuchungsmethode und die auf dieser aufgebaute Benennung der Sedimente nur in Molasseserien angewendet werden kann, in denen kein oder nur sehr untergeordnet Kalksteindetritus auftritt, wie dies in den durch R. Ramseyer untersuchten aquitanen Schichten der Fall ist. Sie führt aber überall dort zu irreführenden Bezeichnungen, wo die Sandfraktion teilweise oder ganz aus Kalkkörnern (Kalkdetritus oder auskristallisierte Kalkkörner in Seekreiden) besteht, da diese aufgelöst werden und in der Sandfraktion nicht mehr zur Geltung kommen.

Stampien

Während sich mit Hilfe der Mollusken das Stampien in eine untere marine (Rupélien) und eine obere brackisch-limnische Serie (Chattien) zweiteilen lässt, gelingt es der Säugetierpaläontologie, eine Dreiteilung vorzunehmen. Dabei entspricht dem Mittel- und Oberstampien der Säugetierpaläontologen das Oberstampien (Chattien) der Molluskenstratigraphie. Beispielsweise bestimmte H. G. Stehlin die Säugetierreste der Fundstelle auf der Petersinsel (R. F. Rutsch, 1934) als unteres Mittelstampien, während E. Baumberger mit Hilfe der Mollusken die gleiche Fundstelle ins Oberstampien stellte.

Die Bezeichnungen Rupélien und Chattien haben den Vorteil, dass dadurch die Bezeichnungen Unter- und Oberstampien wegfallen und so Verwechslungen mit der säugetier-paläontologischen Dreiteilung (Ober-, Mittel-, Unterstampien) vermieden werden können. J. Hürzeler (1945) weist jedoch darauf hin, dass die Begriffe Rupélien und Chattien in der westschweizerischen Molasse zum Teil nur als Faziesbegriffe und nicht immer als Zeitbegriffe verwendet wurden.

Mit Hilfe der Mollusken kann das Chattien nicht weiter unterteilt werden (E. Baumberger, 1927). Wenn also eine Teilung in Ober- und Unterchattien vorgenommen wird, kann dies bloss auf lithologischer Basis geschehen. Dabei kann zufällig die Grenzziehung mit der Grenze Mittelstampien-Oberstampien der Säugetierpaläontologen zusammenfallen.

1. Bunte Mergel mit Glaukonit-Sandstein-Bänken und Gompholiten

Diese stratigraphisch tiefsten Schichten der Molasse sind wegen der Grundmoränen- und Schotterüberdeckung des Jurafussgebietes in unserer Gegend nur sehr spärlich aufgeschlossen. Eine Lösung der sich stellenden Probleme würde die Untersuchung aller am Jurafuss vorhandenen Aufschlüsse voraussetzen. Hier sollen nur einige Beobachtungen aus der Umgebung unseres Untersuchungsgebietes wiedergegeben werden.

Lithologie

Über der Kreide mit ihrer eocaenen Verwitterungsdecke (Siderolithikum) folgen bunte Mergel, stellenweise wechsellagernd mit Gompholitbänken, einem vorwiegend aus Kreidekomponenten des Juragebirges bestehenden Konglomerat. Vereinzelt schalten sich harte, grüne Sandsteinbänke ein, die gelegentlich rinnenförmig in bunte Mergel eingelagert sind und lokal Glaukonit enthalten. Ebenfalls Glaukonit führen helle, graue, dichte Kalkbänke, die in dieser Serie auftreten können.

Fazies und Alter

Die Gompholite, Sandsteine und Kalkbänke enthalten Glaukonit (bis 15 %), der stellenweise Spuren von Aufarbeitung zeigt. Foraminiferen sind recht häufig; nicht nur im Kalksteindetritus, sondern auch im Basalzement findet man nicht selten guterhaltene Rotaliden und sogar Globigerinen.

Unsere Untersuchungen zeigen, dass vermutlich die ganze Foraminiferenfauna der mittleren und oberen Kreide angehört. Es wurden u. a. Bruchstücke von *Globotruncana (Rotalipora) appenninica* (Renz) gefunden. Herr Prof. Dr. M. Reichel hatte die Freundlichkeit, die Dünnschliffe zu begutachten. Er kommt zum Schlusse, dass es sich wahrscheinlich durchwegs um eingeschwemmte, aufgearbeitete Formen aus der Kreide des Juragebirges handelt. Sicher für Tertiär sprechende Formen, die eine marine Ablagerung dieser untersten Molasseschichten beweisen würden, waren nicht nachweisbar. Somit muss wohl auch der Glaukonit als allothigen angesehen werden. Er stammt wahrscheinlich aus Albiensanden der nahen Kreideküste.

Eine Alterszuweisung dieser untersten Molasseserie als Mittelstampien oder älter[1]) ergibt sich aus dem Umstande, dass wir die im Hangenden folgenden «Grès de Suscévaz» als mittelstampisch betrachten dürfen.

2. Grès de Suscévaz

Im Hangenden der vorangehend beschriebenen Gesteine, die unmittelbar der kretazischen und alttertiären Unterlage aufliegen, folgt eine Serie von Sandsteinen. Diese «Grès de Suscévaz» stellen mit den darunterliegenden, wenige Meter mächtigen bunten Mergeln die stratigraphisch tiefsten Schichten unseres Untersuchungsgebietes dar.

Lithologie

An der Basis sind die Sandsteine hart und plattig, oft kreuzgeschichtet und enthalten nicht selten aufgearbeitete Mergelknollen und Kreidegerölle aus dem Juragebirge. Ihnen lagern Knauersandsteinbänke von auffallend gelbgrüner Farbe auf. Diese Sandsteine sind leicht bituminös, zeigen eine gute Aufbereitung und gut gerundete Körner.

Verbreitung und Alter

Das Auftreten dieser Grès de Suscévaz beschränkt sich auf den Molassesporn am Südwestfuss des Chamblon.

Säugetierreste, die wir an der Basis dieser Sandsteinserie beim Dorfe Suscévaz fanden, scheinen auf mittelstampisches Alter hinzuweisen. Die Fundstelle liegt in plattigen, diagonalgeschichteten harten Sandsteinpartien. Neben Kreidegeröllen und gerollten Mergelpartien aus den darunterliegenden bunten Mergeln konnten einige Steinkerne von Planorben gefunden werden. Aus der Ausbeute an Säugetierresten, die zum Teil stark gerollt waren, konnte Herr Dr. J. Hürzeler (Basel) folgende Formen bestimmen:

Issiodoromys sp.
Archaeomys sp.
Caenotherium sp.
Amphitragulus sp.

Für eine sichere Alterszuweisung war jedoch die Ausbeute zu gering.

Die Grès de Suscévaz scheinen, wie schon Arn. Heim (1919) betonte, den Sandsteinen am Talent über den dortigen Kreidekalken zu entsprechen (Grès de Goumoëns = Grès de Bavoix). J. Hürzeler (1940) fand über diesen Sandsteinbänken am Talent Säugetierreste, die sicher auf Mittelstampien hinweisen. Wir dürfen daher auch das Alter des Grès de Suscévaz als wahrscheinlich mittelstampisch bestimmen.

3. Serie der untern bunten Mergel

Typ-Profil: Tongrube «Calamin» südöstlich Yverdon 540,200/179,850 (Tafel III).

a) Allgemeines

Die Benennung rotgefärbter, bunter Molasseablagerungen am Genfersee als «Molasse rouge» geht auf L. Necker (1841) zurück. Da er diesem Begriff keine genaue Definition zugrunde gelegt hat, bezeichneten

[1]) Die vom Autor 1951 vertretene Ansicht sei hiermit berichtigt.

spätere Autoren die verschiedensten bunten Molasseschichtfolgen als «Molasse rouge». Die auf Grund dieser Bezeichnung durchgeführte Parallelisierung verschiedenaltriger Serien verursachte grosse Verwirrungen, vor allem in der subalpinen Molassezone (vgl. L. Mornod, 1949, p. 43).

In der Jurafusszone verwendet S. Chavannes (1854) die Bezeichnung «Molasse rouge» für die der Kreide und den siderolithischen Bildungen aufliegende bunte Mergelserie, auf die im Dache die «Molasse à lignite» mit Süsswasserkalken folgt. Die meisten spätern Autoren verstehen darunter die gleiche Schichtserie, in bezug auf ihr Alter sind sie jedoch verschiedener Ansicht.

Wenn auch am Fusse des Juras unter «Molasse rouge» eine genau definierte Serie verstanden wird, ist der Begriff dennoch durch eine andere Bezeichnung zu ersetzen, um Verwechslungen mit gleichbezeichneten Schichten in der subalpinen Zone zu vermeiden.

In vorliegender Arbeit umfasst die «Serie der untern bunten Mergel» die Gesteinsfolge über den Grès de Suscévaz. Als Obergrenze wird der Übergang in den «Grès de Mathod» festgelegt, der dem Oberstampien angehört. Altersmässig umfasst die «Serie der untern bunten Mergel» das Mittelstampien und das untere Oberstampien.

Innerhalb unseres Untersuchungsgebietes sind nur etwa die obersten 60–80 m der vielleicht 150–300 m mächtigen Serie aufgeschlossen. Eine grosse Zahl von Rutschungen und Gehängelehmbildungen ist der Grund für die Spärlichkeit der Aufschlüsse in dieser tonig-mergeligen Serie. Nur die heute noch stark erosiv wirkenden Bäche und künstliche Aufschlüsse erlauben die Beobachtung des obersten Teiles dieser Serie.

b) Charakterisierung der Schichtfolge

Folgende Merkmale charakterisieren die «Serie der untern bunten Mergel»:

1. Vorherrschen intensiver Farbtöne, meist rot, aber auch ockergelb, olivgrün und blaugrau.
2. Starkes Vorherrschen der Tone und Mergel gegenüber den Sandsteinen.
3. Auftreten vereinzelter, wenig mächtiger, jedoch weit verbreiteter Kalkniveaux.
4. Eine grosse Zahl kleiner Sedimentationszyklen, die sowohl granulometrisch wie auch farbmässig erkennbar sind.

Die «Untern bunten Mergel» weisen in der Umgebung von Yverdon überall den gleichen Charakter auf. Wir können uns daher auf ein die ganze Serie kennzeichnendes Profil beschränken.

Das in der Beilage, Tafel III dargestellte lithologische Profil wurde in der seit etwa 15 Jahren aufgelassenen Tongrube Calamin südöstlich von Yverdon aufgenommen. Die oberste Partie dieses Profils liegt ca. 10 m unterhalb des Daches der «Unteren bunten Mergelserie» (vgl. Tafel IV, Profil 26). Konstruktiv kann die Lage unter der seinerzeit künstlich aufgeschlossenen Süsswasserkalkzone (540,05/179,67) mit 15 m bestimmt werden.

Lithologisches Profil (vgl. Tafel III)

Im Profil lässt sich leicht erkennen, wie stark wechselnd die Gesteinsfolge im Kleinen, wie eintönig die Serie jedoch als Ganzes ist. Nur wenige Gesteinstypen treten innerhalb dieses Profiles auf. Es handelt sich vorwiegend um Tone, mehr oder weniger sandige Mergel und mergelige Sandsteine. Als Besonderheit ist ein Süsswasserkalkbänklein zu erwähnen.

Einzelheiten über Schichtung, Textur, Fossilführung etc. sind aus der Profiltafel ersichtlich.

Farbe (vgl. Tafel III)

Die petrographischen Serienuntersuchungen haben gezeigt, dass vielfach aus der Farbe Schlüsse auf die Zusammensetzung der Molassesedimente gezogen werden können. Dabei spielt weniger die absolute Farbe einer Gesteinsprobe eine Rolle. Diese ist ohnehin je nach Feuchtigkeit, Verwitterungszustand usw. starken Schwankungen unterworfen. Von Bedeutung scheint vielmehr die Abfolge der verschiedenen Farbtöne innerhalb eines Profiles.

Wir haben den Versuch unternommen, die Farbabfolge einiger Profile graphisch durch eine Kurve darzustellen. Dabei wurde so vorgegangen, dass bei den Detailprofilaufnahmen jeweils an möglichst unverwitterten, bergfeuchten Gesteinsaufschlüssen die Farbe bestimmt wurde. Es kann eine Anzahl «Grund»- und «Mischfarben» bestimmt werden. Die «Grundfarben» werden in der graphischen Darstellung als Abszisse aufgetragen. Dadurch erhält man ein einfaches und übersichtliches Kurvenbild. Eine Mischfarbe zweier «Grund»farben lässt sich durch eine Verbreiterung der Farbkurve (als Farbband) über beide Farbfelder darstellen.

Diese Farbdarstellung bedingt natürlich eine Schematisierung der tatsächlichen Farbfülle eines Profiles, erleichtert aber die Übersicht.

Betrachten wir die Farbkurve des Profiles der «Serie der untern bunten Mergel», so fällt sofort die zyklische Wiederholung bestimmter Farbabfolgen auf. Vergleiche mit dem lithologischen Profil lassen deutlich erkennen, dass die Farbverteilung mit dem Sedimentationsverlauf übereinstimmt. Noch eindrücklicher ist der Vergleich mit den Kurvenbildern der Sand-, Ton- und Kalkwerte. Es geht daraus hervor, dass die Farbänderung ihre Ursache meist in der chemischen und granulometrischen Zusammensetzung eines Sedimentes hat. Umgekehrt gelingt es oft, aus der Farbe ungefähre Schlüsse auf Kalkgehalt und Korngrössenverhältnis zu ziehen.

Im weitern kommen der starke Farbwechsel in der Vertikalrichtung und der bunte Charakter dieser Serie durch die Kurve deutlich zum Ausdruck. Die Farbtöne dunkel-violett-weinrot-braun-ocker-gelb-grau-grün-oliv sind dabei ziemlich gleichmässig vertreten. Nur die gelbgrauen Töne sandiger Mergel scheinen leicht vorzuherrschen.

Sandkurve

Wie aus dem Kurvenbild hervorgeht, erreicht der totale Sandgehalt der gesamten Schichtfolge ca. 10%. Die Verteilung dieses Sandgehaltes geht aus der Kurve selbst hervor. Es handelt sich durchwegs um sehr feinkörnige Sande, ca. 80% der Korngrössen gehören den Fraktionen unter 0,1 mm Korndurchmesser an.

Silt-Ton-Kurve

Der Anteil unter 0,06 mm Korndurchmesser überwiegt bei weitem mit 60–70% der gesamten Schichtfolge. Es wäre wünschenswert, diese Fraktion weiter in einen Silt-Anteil und Ton-Anteil ($< 2\,\mu$) zu zerlegen. Vermutlich besteht der grösste Teil der Fraktion aus 0,06 mm Silt (von 0,06–0,002 mm). Einige Schlämmanalysen solcher Silt-Ton-Fraktionen zeigten, dass über 80% der Körner über der Silt Ton-Grenze (ca. bei $2\,\mu$) liegen.

Karbonatkurve

Das Kurvenbild zeigt, dass der Kalkgehalt durchwegs gering ist (etwas über 20%) und starken Schwankungen unterliegt. Dabei tritt im mittleren Teil des Profiles eine ausgesprochene zyklische Schwankung auf. Auffallend ist die Koinzidenz der Maxima mit dem Auftreten sandiger Sedimente. Der Kalkgehalt tritt, wie später gezeigt wird, vorwiegend als Kalksteindetritus und nicht als Bindemittel der sandigen Mergel und mergeligen Sandsteine auf.

Extrem geringen Kalkgehalt zeigen die graugrünen, plastischen Tonhorizonte.

Das Vorherrschen mergelig-toniger Gesteine geht deutlich auch aus dem Komponentendreieck (Figur 9*a*) hervor.

Gesteinstypen

Gruppe der Sandsteine

a) Kalksandsteine: Sie können als dünnbankige Niveaux (10–20 cm) gelegentlich in den Profilen nördlich der Orbe-Ebene beobachtet werden. Die Sandsteine sind sehr hart, feinkörnig und fast immer plattig. Der Karbonatgehalt erreicht oft 50 und mehr Prozent.

Schliff: Klarer Calcit als Basalzement mit eckigen Quarztrümmern (0,05–0,3 mm Durchmesser). Bemerkenswert ist das sehr häufige Auftreten von Kalksteindetritus, der meist fein-, gelegentlich aber auch mittelkörnig ist. In den Kalktrümmern treten gelegentlich Foraminiferen auf.

b) Mergelige Sandsteine: Diese Sandsteinbänke sind meist weniger als 1 m mächtig und zeigen graduelle Übergänge in sandige Mergel. Sie sind gewöhnlich ungeschichtet, grünlich und hart, verwittern jedoch rasch. Als auffallendes Merkmal enthalten sie häufig Pyrit, der oberflächlich stark limonitisiert ist.

Gruppe der Mergel und Silt-Tone

a) Sandige Mergel und Mergel: Wir fassen hier diese beiden Typen zusammen, da sie im Felde kaum scharf getrennt werden können. Von Sandsteinen zu den eigentlichen Mergeln haben wir alle graduellen Übergänge. Die Unterschiede beruhen nur auf der Korngrösse, nicht aber in der mineralogischen Zusammensetzung. Diese Mergel sind bröckelig, hart und weisen eine intensivere graugrüne Grundfarbe als die Sandsteine auf. Ockergelbe und karminrote Flecken treten häufig auf. Röntgendiagramme zeigen starkes Vorherrschen von Quarz und Calcit. Glimmerlinien sind nur sehr schwach erkennbar. Linien eigentlicher Tonmineralien konnten keine gefunden werden.

b) Silt-Tone: Sie bilden die intensiv farbigen, bunten Horizonte (vgl. Tafel III). Kräftig rotbraune, karminrote und dunkle, violettgraue Silt-Tone sind in trockenem Zustande bröckelig. Dagegen zeigen helle, grauockerfarbige mit rotbraunen konzentrischen Flecken eine blätterige Textur. Intensiv hellgrüne Horizonte erwiesen sich immer als sehr kalkarm und sind gelegentlich fossilführend.

Röntgendiagramme zeigen ähnliche Zusammensetzung wie die Mergel, doch treten hier Schichtgittermineralien etwas stärker zum Vorschein. Die Aufnahmen waren durch den relativ hohen Eisengehalt der Sedimente im Zentrum stark gestört, was eine Bestimmung der äusserst schwachen Linien der Tonmineralien nicht zuliess.

13 Analysen, die von Tonhorizonten aus der Grube von Calamin ausgeführt wurden (E. Letsch, L. Rollier und B. Zschokke, 1907) geben Aufschluss über die chemische Zusammensetzung dieser Sedimente. Besonders tritt der grosse Reichtum an SiO_2 hervor (über 50 %), der, wie die Pulveraufnahmen zeigten, hauptsächlich auf Quarzdetritus zurückzuführen ist. Al_2O_3 als wichtiges Bauelement von Tonmineralien ist nur etwa mit 15–20 % vertreten (dabei ist noch zu bemerken, dass es sich hier um eine Auslese von Proben aus möglichst fetten Tonhorizonten handelt). Ein Eisengehalt von durchschnittlich über 5 % ist bemerkenswert. Der Übergang von der Sandstein- zur Tonfazies wird im wesentlichen nur durch die Abnahme der Korngrösse hervorgerufen und nicht durch Änderung des Mineralgehaltes. Mit Abnahme der Korngrösse nimmt die Fleckigkeit und Intensität der Farbe im Sediment zu.

Gruppe der kalkreichen Gesteine

a) Süsswasserkalke: Treten nur ganz vereinzelt und in dünnen Bänken auf. Sie sind hellbraun, hart und weisen muschelige Bruchfläche auf. Ihre Oberfläche ist löcherig, scheint oft wie angebohrt. Die Löcher sind von einer graugrünen Tonmasse erfüllt, die gelegentlich auch als linsenförmige Einlagerung in der Kalkbank selber zu finden ist. *Chara*-Oogonien sind nicht selten.

b) Seekreide: Dieses in jüngeren Serien so auffallende Sediment fehlt innerhalb unseres Untersuchungsgebietes in der Serie der «Unteren bunten Mergel». Es scheint jedoch in stratigraphisch tieferen Teilen der Serie doch gelegentlich aufzutreten, so z. B. am Talent.

c) Regionale Verbreitung

Nördlich der Orbe-Ebene

Hier ist das Auftreten der «Untern bunten Mergel» auf die Gegend nördlich und westlich Mathod (533,2/179,9) beschränkt. Die besten Aufschlüsse finden wir im Oberlauf des Bächleins Le Bey, wo die stratigraphisch tiefsten Schichten auf Kote 469 (533,26/180,50) einsetzen. Sie zeigen durchwegs den Charakter der Aufschlüsse der Tongrube von «Calamin». Gelegentlich findet man feine Fasergipslinsen innerhalb der bunten Mergel (vgl. Ed. Meyer, 1935).

Bachaufwärts, auf Kote 480 (533,13/180,81) liegt innerhalb dieser bunten Serie (vgl. Figur 10) eine reiche Säugetierfundstelle.

Der Übergang der «Untern bunten Mergel» in die Serie der «Grès de Mathod», die beidseits des Tälchens die Oberkante bilden, ist nördlich der Bachverzweigung (533,03/180,95) schön zu beobachten (Tafel IV, Profil 4). Hier tritt eine dünne Kalkbank in der bunten Mergelserie auf, ähnlich wie im Profil von «Calamin».

Gut aufgeschlossen ist diese Serie im Bacheinschnitt des R. de la Grande-Age und im Profil westlich Rance (Tafel IV, Profile 1 und 2). Auch hier treten zwei vereinzelte Kalkniveaux auf. Sehr schön sind die vielen kleinen Sedimentationszyklen zu beobachten.

Südlich der Orbe-Ebene

Die Falaise Côte de Chalamont zwischen Essert-Pittet und Ependes wird im untern, stark verrutschten Teil durch bunte Mergel gebildet. Aufschlüsse findet man nur ganz vereinzelt, die Zone der «Untern bunten Mergel» streicht in nordöstlicher Richtung bei Ependes unter die Orbe-Ebene. Erst bei der Côte de Sermuz taucht sie wieder auf und ist in der schon beschriebenen Tongrube von «Calamin» gut aufgeschlossen.

Leider ist die Serie der «Untern bunten Mergel» um das Kreidevorkommen von Chevressy (541,57/180,29) infolge der starken Grundmoränenüberdeckung schlecht zu beobachten. Die bunten Mergel können jedoch meist durch Handbohrungen nachgewiesen werden.

Tektonisch stark gestörte Partien innerhalb der «Untern bunten Mergel» sind im Oberlauf des Le Vaunoz (540,95/180,20) sichtbar. Am Hügel Biollettes, bei Montelier und südlich des Friedhofes La Riettaz (Cuarny) sind kleine Aufschlüsse mit meist tektonisch stark gestörten «Untern bunten Mergeln» zu beobachten. Südöstlich Chevressy und im Bahneinschnitt bei Montriant (540,0/180.3) haben wir die Serie durch Schürfung oder durch Handbohrungen aufgefunden.

d) Fossilfundstellen

Fundstelle am Bach Le Bey (nördlich Mathod) (533,13/180,81) 480 m, Figur 10.

Die Fundstelle liegt im N von Mathod in einem tief eingeschnittenen Tälchen nördlich des Plateaus Sur les Vignes. Der Aufschluss befindet sich direkt unter einer Hochspannungsleitung.

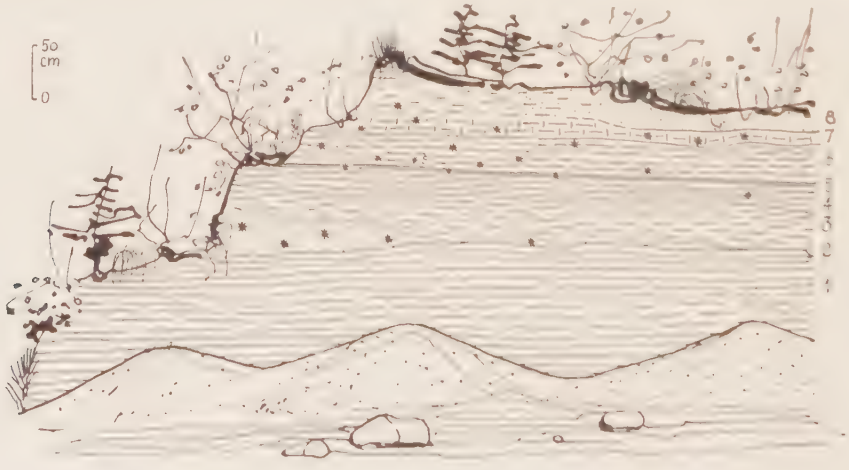


Fig. 10. Profil der Säugetierfundstelle «Le Bey» nördlich Mathod.

1. Rote bis dunkelviolette, tonige Mergel, nach oben in ockergelbe Fleckenmergel übergehend. Steril.
2. Linsenförmig eingelagerte Unionidenbank. Hellgrau, sandig, mit vielen Knochen und Zahnfragmenten, sowohl im Nebengestein wie auch in den Steinkernen der Unioniden. Vereinzelt eingeschwemmte Heliciden.
3. Sandiger Mergel, vereinzelt Mergelnester.
4. Dunkelvioletter, toniger Mergelhorizont.
5. Intensiv grüngefärbter, toniger Horizont, mit vielen eingeschwemmten Säugetieren, Schildkröten (S), Pflanzen, ferner Muschel- und Planorbentrümmer.
6. Graugrüner Mergel, hart, stellenweise rot gefleckt; mit Muscheln, Schildkrötenpanzerbruchstücken, viele Säugetierreste, vereinzelt grosse Knochenfragmente.
7. Dunkler kalkreicher Mergel, nur vereinzelt Säuger.
8. Stark sandige, bröckelige Mergel, stellenweise violett verfärbt, bachaufwärts in harten Sandstein übergehend.

Herr Dr. J. Hürzeler konnte folgende Fauna bestimmen:

Peratherium sp.
Insectivor. indet.
Archaeomys sp.
Eomyide (? *Rhodanomys*)
Myoxide
Sciuride
Cricetodon sp. div.
Caenotherium sp.
Amphitragulus sp.

Seine Diskussion über das Alter der Fauna findet sich auf Seite 52.

Eine von uns gefundene Schildkröte bestimmte Herr Dr. H. C. Bräm [1]) als: *Testudo* cfr. *stehlini* v. Reinach.

Fundstelle westlich Rances (529,9/178,8, T. A. Bl. 290, Lignerolle).

Diese ausserhalb unseres Arbeitsgebietes gelegene Fundstelle zeigt die gleiche lithologische Ausbildung wie die Fundstelle Le Bey. Auch hier treten in einer Unionidenbank zahlreiche Knochenfragmente und Säugetierzähne auf. Die Fundstelle liegt innerhalb der «Untern bunten Mergel», ca. 30 m unterhalb der Basis der Süsswasserkalkzone.

Fundstelle Calamin (540,20/179,85):

Es gelang an drei Stellen des Profils, Säugetierreste nachzuweisen. Ihre Lage ist aus dem Profil (Tafel III) ersichtlich. Der unterste, hellgrüne Horizont keilt seitwärts aus. Er weist zusammengeschwemmtes pflanzliches und tierisches Material auf. Zusammen mit stark abgerollten Knochenfragmenten und vereinzelten, schlecht erhaltenen Gastropoden finden sich häufig gerundete Quarzkörner. Die Ausbeute dieser Fundstelle ergab folgende, durch Herrn Dr. J. Hürzeler bestimmte Fauna:

Issiodoromys sp.
Archaeomys sp.
Cricetodon praecursor Schaub
? *Steneofiber* sp.
Caenotherium sp.

Alter der Fauna vgl. Seite 52.

e) Alter

Das Alter der «Untern bunten Mergel» sowohl südlich wie nördlich der Orbe-Ebene kann dank den Säugetierfunden als Oberstampien bestimmt werden. Unsere Aufschlüsse umfassen jedoch nur die oberen 70–80 m der Serie. Die Säugetierfundstellen liegen sogar nur 30 m unter dem Dach der «Untern bunten Mergel». Joh. Hürzeler (1940) konnte am Talent in einem stratigraphisch tiefern Niveau dieser Serie sicheres Mittelstampien nachweisen. Diese Fundstellen liegen über den Grès de Goumoëns (Grès de Suscévaz). Somit gehört der Sedimentkomplex zwischen den «Grès de Suscévaz» und den «Grès de Mathod» ins Mittelstampien und den unteren Teil des Oberstampien.

f) Fazies, Ablagerungsbedingungen

Für Ausbildung in Süsswasserfazies der «Untern bunten Mergel» sprechen die Unionidenbänke, Planorben und vereinzelten *Chara*-Oogonien. Brackische Einflüsse lassen sich höchstens im untern Teil der Serie vermuten, wo vereinzelt Fasergipszonen auftreten; Beweise durch Fossilien fehlen.

[1]) In: Eclogae Geol. Helv., vol. 44, Nr. 2, 1951, S. 427–444.

Anzeichen naher Landoberflächen liefern die in einzelnen Schichten zusammengeschwemmten Säugetierreste und Helicidenfunde. Alle Knochenfragmente sind leicht gerollt, waren jedoch offenbar nur kurzem Wassertransport ausgesetzt. Von einer nahen, in der Gegend des heutigen Kettenjuras gelegenen Küste scheint Glaukonit aus den Sedimenten der mittleren Kreide eingeschwemmt worden zu sein. Wir können diesen Glaukonit gelegentlich in Sandsteinbänken zusammengeschwemmt beobachten. Er beschränkt sich nach unseren Beobachtungen auf die subjurassische Zone. Die Schildkröte der Fundstelle Mathod lässt nach H. C. Bräm auf subtropisches Klima schliessen [1]).

Der lithologische Charakter der Sedimente und die weite horizontale Verbreitung einzelner Schichten in gleichbleibender Mächtigkeit lassen auf eine relativ ruhige Sedimentation schliessen. Hier wurden vorwiegend die feinen Fraktionen Ton und Mergel abgelagert. Die Zufuhr an detritischem Material war in der Regel jedoch kräftig genug, die Bildung von Süsswasserkalken zu verhindern. Nur gelegentlich scheinen von detritischer Zufuhr abgeschlossene Seen entstanden zu sein, in denen leicht bituminöse Süsswasserkalke zum Absatz gelangen konnten.

4. Serie der Grès de Mathod

Typ-Profil: Nördlich Mathod, Föhrenwald Plantaz (533,30/180,65, Tafel IV, Profil 3).

Als «Grès de Mathod» bezeichnen wir den Sandsteinkomplex über den «Untern bunten Mergeln» und unter der «Serie der Süsswasserkalke und Dolomite». In der älteren Literatur werden oft auch die im letzten Jahrhundert künstlich aufgeschlossenen, bitumenführenden Sandsteine von Bois de Vuavre (westlich Mathod, 532,0/179,3) als «Grès de Mathod» bezeichnet, wir wissen heute jedoch, dass diese älter sind als der Typ in Mathod.

Am besten lassen sich diese Sandsteine nördlich Mathod an dem mit Föhren bewaldeten Berghang Plantaz studieren. An der Basis treten harte, kalkreiche, stellenweise glaukonitische, plattige Sandsteine auf, die aufgearbeitete Mergelknollen aus der Unterlage enthalten. Nach oben gehen die plattigen Sandsteine in eine Knauersandsteinbank über, die eine eigentümliche gelbgrüne Farbe aufweist und in die gelegentlich bunte Mergel eingelagert sind.

Im Dache der Serie folgen noch ca. 2–3 m sandige, meist rot und ockergelb gefleckte Mergel. Wir rechnen sie noch zur Serie der «Grès de Mathod», da sie dieser faziell näher verwandt sind als der darüberfolgenden Süsswasserkalkserie.

a) Sedimentpetrographie

Kalkreiche, plattige Sandsteine:

Schliffe zeigen in einem klaren, mittel- bis grobkristallinen Basalzement leicht gerundete, stellenweise undulös auslöschende Quarzkörner. Auch die häufigen Körner von Kalkdetritus sind gerundet und erscheinen allgemein dicht. Hier treten im Gegensatz zu den «Untern bunten Mergeln» erstmals relativ häufig Feldspäte auf. Glaukonitkörner wurden gelegentlich beobachtet, sind aber meist an den Rändern leicht chloritisiert.

Knauersandsteine: Diese massigen, weichen Sandsteine zeigen in den oberen Teilen öfters harte, kalkreichere Knauer. Sie sind allgemein als fein-, gewisse Horizonte als mittelkörnig zu bezeichnen.

Schliffe zeigen unmittelbare Kornbindung, oft fehlt jedoch Bindemittel, sie sind daher leicht zerreibbar. Der relativ hohe Kalkgehalt stammt aus dem häufigen Kalksteindetritus. Mineralbestand sehr ähnlich dem oben beschriebenen. Biotit ist recht zahlreich vorhanden, aber stets aussergewöhnlich stark chloritisiert. Diese starke Chloritisierung verleiht dem Gestein seine auffallende Farbe. Einzelne Partien des Gesteins sind reich an Glaukonit; dieser ist offenbar eingeschwemmt.

[1]) Wir möchten an dieser Stelle Herrn Dr. H. C. Bräm für die Bearbeitung dieses Fundes bestens danken.

Mergel: Sowohl die 2–3 m mächtige Mergelserie im Dache wie auch die mergeligen Einlagerungen im Sandstein dieser Serie entsprechen ihrem Charakter nach den «Untern bunten Mergeln». Innerhalb der Mergelserie tritt ein dunkler, kohliger Horizont auf, der sich durch eine extreme Kalkarmut auszeichnet. Schalenexemplare von *Plebecula ramondi* (Brgt.) sprechen gegen eine sekundäre Entkalkung. In dieser Zone treten gut gerundete und aufbereitete Quarzkörner sowie Schwereminerallien auf, die neben den kohligen Einlagerungen auf eine Anreicherung in einer Strandzone schliessen lassen. Auch die primäre Kalkarmut kann vielleicht durch intensive Auswaschung innerhalb einer Strandzone erklärt werden.

b) Fossilinhalt, Alter

Fossilien konnten im kohligen Horizont der obern mergeligen Zone nachgewiesen werden. Neben guterhaltenen Heliciden und vielen gerollten Schalentrümmern gelang es, durch Schlämmen von ca. 50 kg Rohmaterial im Profil 8 (Essert-Pittet) und Profil 5 *a* (Champvent) auch Säuger nachzuweisen.

Fundstelle Champvent-Copettes (534,00/181,53):

Die in Tafel IV, Profil 5 *a*, angegebene Säugetierfundstelle war nach der grossen Regenperiode 1949 in einer ausgewaschenen Geländerinne im Rebberg ca. 5 m unterhalb der ersten Süsswasserkalkbänke in einem dunklen, kohligen Horizont aufgeschlossen. Herr Dr. J. Hürzeler konnte aus dem von uns gesammelten Material folgende Fauna bestimmen:

Archaeomys sp.
Pseudotheridomys sp.
Cricetodon praecursor Schaub
Caenotherium sp.
Amphitragulus sp.
Rhinoceros sp.

Fundstelle Essert-Pittet (Grands Champs 535,22/176,10):

Die Lage dieser Fundstelle ist in Tafel IV, Profil 8, angegeben. Die Funde stammen aus einem kalkarmen, dunklen, kohligen Horizont. Die Ausbeute ergab:

Issiodoromys sp.
Archaeomys sp.
Caenotherium sp.

Das Alter der Säuger von Champvent und Essert-Pittet wird auf Seite 52 diskutiert.

c) Regionale Verbreitung, Mächtigkeit

Die gut aufgeschlossenen Profile der Serie der «Grès de Mathod» mit ihren Grenzen zu den basalen «Untern bunten Mergeln» und der hangenden Süsswasserkalkzone sind aus Profiltafel IV ersichtlich.

Nördlich der Orbe-Ebene

Die Sandsteinbänke bilden die Oberkante des Steilabfalles der Hügel westlich und nördlich von Mathod. Im Tälchen des R. de la Grande-Age bei St-Christophe liegt die Basis dieser Sandsteinzone auf ca. 550 m als plattiger, glaukonitischer Sandstein. Eine Steilkante im Gelände gestattet, die Zone ostwärts zu verfolgen bis zum nächsten Aufschluss im Rebgelände von Pachire (532,6/180,4), wo Sandsteinbänke auf etwa 498 m (neuer Wert) anstehen. Ed. Meyer fand bei Koord. 532,525/180,45 auf 520 m leicht bituminöse Sandsteine. Dieser Aufschluss konnte nicht mehr gefunden werden, vermutlich fand Meyer sie in der Baugrube eines Reservoirs, das heute an diesem Punkte steht. Diese leicht imprägnierten Sandsteine würden somit den obern Knauersandsteinbänken der «Grès de Mathod» entsprechen.

Anlässlich der Melioration des Gebietes nordwestlich Mathod (1949) war die Basis der Sandsteinzone und das Dach der «Untern bunten Mergel» im Strässchen Mathod–Troncs, 8 m westlich des Reservoirs von Mathod (532,85/180,28 auf Kote 502 m, neuer Wert), gut aufgeschlossen.

Die Sandsteinbänke lassen sich nordwärts verfolgen, wo sie im Walde Sur les Vignes die Oberkante des tief eingeschnittenen Tälchens Le Bey bilden. Sie steigen hier gegen NW an; ihr Ausstreichen an der Oberfläche ist jedoch durch Moräne und Schotter überdeckt.

Auch die nördliche Oberkante des Tälchens Le Bey wird durch diese Sandsteinzone gebildet. Sie setzt westlich der Champs des Fourches (533,03/180,95) ein, wo der Übergang in die darunterliegenden «Untern bunten Mergel» gut zu beobachten ist (vgl. Tafel IV, Profil 4). Von dort fallen sie in südöstlicher Richtung gegen die schon beschriebenen Aufschlüsse bei Plantaz. In Richtung Champvent verdecken Rutschungen diese Sandsteinzone.

Die «Grès de Mathod» werden südlich des Schlosses Champvent vermutlich durch eine Bruchzone tiefer gesetzt. Das Schloss selber steht auf der hangenden «Serie der Süsswasserkalke und Dolomite», die nordöstlich unter die «Grès de Champvent» am Steilhang östlich des Dorfes streicht. Diese «Grès de Champvent» sind also nicht identisch mit den «Grès de Mathod», wie H. E. Althaus (1947) und H. Lagotala (1937) annahmen. Sie sind in die Gipsmergelzone zu stellen, da sie über der Süsswasserkalkserie liegen, während die «Grès de Mathod» unter dieser Zone liegen (vgl. Tafel IV, Profile 5 *a*, 5 *b*). Die Sandsteinzone von Mathod ist im Rebgelände von Champvent nur schlecht aufgeschlossen (Profil 5 *a*), enthält jedoch eine Säugetierfundstelle. Die Sandsteinbänke streichen in nordöstlicher Richtung beim Abwassergraben von Champvent unter den Gehängeschutt und die Alluvialebene des Tälchens Le Bey.

Die Mächtigkeit dieser Sandsteinserie lässt sich bei Plantaz mit 12 m bestimmen.

Südlich der Orbe-Ebene:

An der Côtes de Chalamont südlich Ependes treten am Rande des Untersuchungsgebietes unter der Süsswasserkalkserie (Tafel IV, Profil 8) (535,25/176,10) ca. 3 m buntgefleckte, sandige Mergel mit einem dunklen, stellenweise fossilführenden Horizont auf. Die Mergel ruhen einer Knauersandsteinbank von $x + 3$ m auf. Diese Serie entspricht den «Grès de Mathod». Ihre Dachzone liegt auf 530 m (neuer Wert). Die nördliche Fortsetzung ist unter ausgedehnten Rutschgebieten verdeckt, nur im Bächlein südlich Champs de la Côte tritt die Serie in lückenhaftem Aufschluss zwischen 480 und 490 m wieder zum Vorschein (Tafel IV, Profil 9).

Die oberste Partie der «Grès de Mathod» mit ihren bunten Mergeln ist im Ependes-Bach südlich des Dorfes ab Kote 560 m (neuer Wert) an der Basis der Süsswasserkalkzone bei der Bachgabelung (Profil 11) aufgeschlossen. In nordöstlicher Richtung taucht sie unter Gehängelehmbildungen, Rutschungen und schliesslich unter die Orbe-Ebene ab.

Beim Bau eines Wasserleitungsgrabens für den Neubau über Vermont (540,1/179,73) war unter der Süsswasserkalkzone die Sandsteinserie auf Kote 485 m aufgeschlossen (vgl. Profil 23).

Der 150 m südlich Montriant (540,10/180,17) gelegene Sandsteinaufschluss muss ebenfalls der Serie der «Grès de Mathod» angehören. An der Basis des plattigen Sandsteines konnten mit Hilfe von Handbohrungen eindeutig rote und bunte Mergel nachgewiesen werden. Dieser Aufschluss liegt bereits innerhalb der Störungszone Chamblon–Chevressy.

Die im Bächlein am westlichen Eingang von Cuarny auftretenden Sandsteinbänke (542,45/180,01), die in südwestlicher Richtung auf Kote 490 m noch ca. 30 m weit verfolgt werden können, gehören ebenfalls zu den «Grès de Mathod» und nicht zu den «Grès de Cuarny», wie die früheren Autoren annahmen. Unter diesen Sandsteinbänken können westlich des Friedhofes La Riettaz mit Hilfe von Bohrungen bunte Mergel nachgewiesen werden (Arn. Heim, 1919). Die Sandsteine fallen steil nach SE ein. Über ihnen folgt in der Ausbruchnische des Schlipfgebietes östlich Haut-de-Baume (P. 644) die Süsswasserkalkserie. Sowohl ihre stratigraphische Stellung wie auch der petrographische Charakter sprechen für «Grès de Mathod».

Die nördliche Fortsetzung dieser Sandsteine ist nicht mehr zu beobachten, sie wird durch die Störungszone Chamblon–Chevressy tiefergesetzt.

Mächtigkeitsbestimmungen sind südlich der Orbe-Ebene nicht möglich. Einzig bei Vermont kann man die Mächtigkeit 8–10 m schätzen.

5. Serie der Süsswasserkalke und Dolomite

Typus: Profil Grands Champs, nördlich Essert-Pittet (535,22/176,05, Tafel IV, Profil 8).

a) Allgemeines

Über den bunten, sandigen Mergeln im Dache der «Grès de Mathod» setzt die «Serie der Süsswasserkalke und Dolomite» ein, die einen abweichenden lithologischen Charakter aufweist. Die Süsswasserkalke sind schon in den ersten stratigraphischen Arbeiten über die Molasse der Westschweiz (S. Chavannes, 1854) als Kennzeichen der Schichten über der «Molasse rouge» beschrieben worden. Stratigraphischer Leitwert wurde ihnen jedoch erst anlässlich der Untersuchungen der PEK (1935–1947) beigemessen.

Als Untergrenze wird die Basis des ersten Süsswasserkalkniveaus gewählt (vgl. Tafel IV). Diese Grenzziehung stimmt mit derjenigen der Mitarbeiter der PEK überein. Eine Zone mit weissen Dolomitbänken, die im ganzen Gebiet einen ausgezeichneten Leithorizont darstellt, bildet das Dach der Serie. E. Meyer (1935–36) konnte eine Trennung in eine Süsswasserkalkserie und eine Gipsmergelserie nicht durchführen. Er fasste die Schichtfolge zwischen der Basis unserer Süsswasserkalkserie und der Basis der «Grès de Cuarny» als «Molasse d'eau douce» zusammen. Erst H. Lagotala (1937) gelang es, in seinem zusammenfassenden Berichte aller Rapporte über die westschweizerische Molasse diese Trennung durchzuführen. Er definiert jedoch die obere Abgrenzung ungenau.

Die Serie der Süsswasserkalke und Dolomite ist charakterisiert durch:

1. Vorherrschen dichter Süsswasserkalkbänke von meist je über einem halben Meter Mächtigkeit in den untern 8–10 m der Serie.
2. Weisse, dichte oder gebliche, Travertin-ähnliche Dolomithorizonte im Dache.
3. Starkes Zurücktreten grobdetritischen Materials (Sand).
4. Vorherrschen grüner und dunkler Tone und kalkreicher Stinkmergel und Mergelkalke (Seekreideabsätze).

Diese Serie eignet sich vorzüglich für die Kartierung im Gelände. Sie lässt sich in der ganzen juranahen Zone des westschweizerischen Mittellandes nachweisen (PEK).

Eine Zusammenstellung der wichtigsten Profile vermittelt Tafel IV. Wie daraus hervorgeht, kann die Serie nördlich der Orbe-Ebene unterteilt werden in eine basale «Süsswasserkalkzone» und eine darüberfolgende «Dolomitzone». Südlich der Ebene geht der oberste Teil der Süsswasserkalkzone in eine 5–7 m mächtige Ton- und Mergelbank über, der stellenweise eine Sandbank zwischengeschaltet ist. Wir rechnen diese meist schlecht aufgeschlossenen Zwischenschichten der Süsswasserkalkzone zu, da sie faziell den Mergeln und Tonen zwischen den Kalkbänken nahestehen.

b) Süsswasserkalkzone

Wie aus der Profilzusammenstellung hervorgeht, nehmen die harten Kalkbänke ungefähr ein Drittel dieser Zone ein. Zwischen die einzelnen Kalkbänke sind Tone, Mergel und kalkreiche Stinkmergel (Seekreide) von grüner, grauer und gelbbrauner bis dunkelbrauner Farbe eingeschaltet.

Die Kalkbänke weisen in dieser Zone meist eine Dicke von mehr als 0,5 m auf, während sie in den «Untern bunten Mergeln» und der darüberfolgenden Gipsmergelserie im allgemeinen höchstens 5–40 cm erreichen und nur vereinzelt auftreten.

Ein sedimentpetrographisch bearbeitetes Detailprofil durch diese Zone zeigt Tafel III. Sehen wir von der Ton-Mergel-Serie im Dache ab, erreicht der Gesamtkalkgehalt dieser Sedimente ungefähr 80 %. Der Sandgehalt tritt ganz zurück, eine Ausnahme bildet nur eine Sandbank zwischen den obersten Kalkbänken und den ersten Dolomithorizonten. Über die Verteilung einzelner Gesteinstypen gibt das Komponentendreieck (Figur 9 *b*) Auskunft. Wir berücksichtigen nachstehend nur die besonders charakteristischen Typen:

Kalke

Lithologie: Dünne, mergelige Zwischenlagen unterteilen die dicken Kalkniveaux in Bänke von 5–20 cm Dicke. Einzelne kleine Bänke zeigen oft Übergänge in kalkreiche Mergel (Seekreideabsätze). Solche Übergangszonen sind meist blättrig ausgebildet. Wie aus den Sammelprofilen hervorgeht (Tafel IV), sind diese Kalkniveaux horizontbeständig. Auf kurze Strecken lassen sich sogar einzelne Kalkbänke parallelisieren.

Makroskopisch: Die Kalke sind hart, dicht, oft etwas kreidig, gelegentlich porös, selten sandig oder knollig. In einzelnen Kalkniveaux kann eine Feinbänderung festgestellt werden. Die Bruchflächen sind muschelig und zeigen erdiges Aussehen. Beim Anschlagen entstehen dünne Bruchsplitter sowie Geruch nach Bitumen und Schwefelwasserstoff, der bei porösen Kalken besonders intensiv ist.

Schliff: Kryptokristallin, als akzessorische Gemengeteile Quarz- und Glimmerschüppchen. Gelegentlich Querschnitte von *Chara*-Oogonien.

Chemismus: Wie aus der Karbonatkurve in Tafel III hervorgeht, zeigen die einzelnen Kalkbänke Karbonatgehalte von über 90 %. Nach Auflösung dieses Karbonats in $^1/_5$ nHCl bleibt eine bituminös riechende Paste zurück, die auf organische Beimengungen schliessen lässt. Glüht man diesen bei 105° getrockneten und anschliessend gewogenen Rückstand zwei Stunden lang bei 1100° C, so entweichen die organischen Beimengungen durch Oxydation zu CO_2. Die durch Wägung ermittelte Differenz gibt uns ungefähre Anhaltspunkte über den organischen Anteil dieser Kalke. Die restlichen Prozente gehören zum überwiegenden Teile der Silt-Ton-Fraktion an. Tabelle II zeigt eine Zusammenstellung der Analysen.

Aus Tabelle II ist ersichtlich, dass der bituminöse Geruch keine quantitative Beurteilung des bituminösen Anteiles erlaubt. Der Geruch hängt vielmehr von der Porosität und dem damit verbundenen Gasgehalt des Gesteines ab. Dagegen scheinen die Farbe und auch in geringem Masse die Härte abhängig von im Gestein gebundenen Bitumina [1]). Stark bituminöse Süsswasserkalke sind meist dunkel, weich und blättrig ausgebildet.

Entstehung: Wenig abgeklärt ist die Bildungsweise dieser reinen Kalke. Sie scheinen in weit ausgedehnten, untiefen, an Organismen reichen, ruhigen Wasserbecken abgelagert worden zu sein. Zufuhr grob-detritischen Materials fehlte, dagegen wurden offenbar gelöste Karbonate in erheblichen Mengen zugeführt, so dass eine Übersättigung an Kalk eintreten konnte. Temperaturerhöhung und Verdunstung des Wassers begünstigten eine Kalkfällung. Rein chemische Bildung ist kaum anzunehmen. Sicher spielten Organismen eine bedeutende Rolle, sei es durch Fällung infolge CO_2-Entzug durch Assimilation der Wasserpflanzen oder direkte Ausscheidung kalkbildender Organismen, wie z. B. Kalkalgen. Für organisch beeinflusste Kalkfällung sprechen der hohe Gehalt an organischen Beimengungen und die nicht selten auftretenden *Chara*-Oogonien. Diese Süsswasserkalke sind häufig in Gesellschaft anderer organismenreicher Ablagerungen, wie z. B. der kohlenführenden Molasse, anzutreffen. Knollige, oft fast oolithische Kalke lassen Beteiligung von Kalkalgen bei der Entstehung vermuten. Die sonst meist in solchen Ablagerungen auftretenden Diatomeen konnten nicht nachgewiesen werden.

Seekreide (Mergelkalke und kalkreiche Mergel)

Als Seekreide wird ein feinkörniges, sehr kalkreiches, weiches Sediment bezeichnet, das durch physiologische Prozesse am Boden eines Sees gebildet wird (vgl. J. Pia, 1933).

Entsprechende fossile Kalkschlamme treten sowohl in der Süsswasserkalkzone wie auch in der darüberfolgenden Gipsmergelzone häufig auf.

Lithologie: Das Sediment zeigt teilweise Feinbänderung durch rhythmischen Absatz vermehrter organischer Beimengungen und dadurch bedingter Karbonatgehaltänderung. Übergänge von mehr oder weniger sandigen Mergeln bis zu weichen, blättrigen Süsswasserkalken sind die Regel. Die Schichten sind gewöhnlich 5–20 cm dick. Hellgelbe, nur schwach bituminöse, feinkörnige Bänke können mächtiger

[1]) Wir bezeichnen diese primär vorhandenen organischen Substanzen als «gebunden» (vgl. H. E. Althaus, 1947 p. 15) im Gegensatz zu den durch Migration mit Erdöl imprägnierten Sandsteinen.

Tabelle II

Nr.	Name	Farbe	Textur	Bruch	Härte	Bituminöser Geruch	Organische Substanz %	Karbonat %	Sand	Silt	Ton	Bemerkungen
1	Süsswasserkalk	hellgelb-braun	gebankt	muschelig	mittelhart	sehr schwach	—	94,5	5,5			ev. dolom.
2	»	gelbbraun	gebankt	muschelig	sehr hart	sehr stark	0,8	96,1	3,1			porös
3	»	braun	gebankt	erdig	hart	schwach	0,5	93,8	5,7			
4	»	dunkelbraun	gebändert	muschelig	spröde	schwach	0,8	98,0	1,2			
5	»	dunkelbraun	blätterig	erdig	weich	stark	3,9	89,6	6,5			Fossilien
6	Seekreide	gelblich-grau	massig	sandig	sehr weich	sehr schwach	1,3	59,0	39,7			
7	»	graugelb	massig	sandig	weich	schwach	0,9	64,1	35,0			gipshaltig
8	»	hellbraun	gebankt	sandig	mittelhart	sehr stark	2,4	78,3	19,3			Fossilien
9	»	braun	massig	sandig	weich	sehr stark	2,1	83,8	14,1			viel Foss.
10	»	dunkelbraun	blätterig	sandig	weich	mittel	5,3	81,0	13,7			*Chara*-Oogon.
11	Sandstein	graubraun	massig	unregelm.	mittelhart	—	0,5	13,5	86,0			
12	»	braun	massig	unregelm.	weich	—	0,9	10,2	88,9			
13	»	dunkelbraun	massig	unregelm.	sehr weich	leicht	0,7	4,1	95,2			Fossilien
14	»	schwarz	blätterig	unregelm.	sehr weich	leicht	3,8	8,4	87,8			Fossilien
15	Silt-Ton	dunkel	bröckelig	—	weich	—	0,2	8,8	91,0			
16	»	sehr dunkel	massig	—	weich	—	0,9	4,2	94,9			

werden. Bei Übergängen von Sandstein zu Seekreide beobachtet man immer, dass die dunklen, bitumenreicheren Partien im Hangenden auftreten.

Neben der eigentümlich gelbbraunen bis dunkelbraunen Färbung sind besonders bezeichnend der kreidige, feinsandige Aspekt und der bituminöse Geruch. Den «sandigen», feinkörnigen Charakter verleihen diesem Sedimente die vielen kleinen, losen Kalkteilchen. Auffallend ist, dass trotz des grossen Kalkgehaltes geringe diagenetische Verfestigung stattfand. Die Ursache ist sicher in der innigen Vermengung mit organischen Verbindungen zu suchen, die eine Trennung der einzelnen, ausgefällten Kalkteilchen bewirkten. Dieser fossile Seeschlamm, eine Suspension feiner Kalkkriställchen in einer kolloiden Grundmasse, hat sich seit dem Oligocaen nur relativ schwach verfestigt. Vergleiche mit rezenten Seekreiden zeigen einen geringeren Gehalt an organischen Bestandteilen, dafür einen etwas grösseren Kalkgehalt, was durch diagenetische Vorgänge durchaus erklärbar ist.

Sandsteine

Die Sandsteine treten stark zurück. Sie beschränken sich auf den obern Teil der Süsswasserkalkzone südlich der Orbe-Ebene. Granulometrische Untersuchungen zeigen einen ausserordentlich gut aufbereiteten Sand mit vorwiegend Quarz und Muskowitblättchen. Kalkiges Bindemittel tritt stark zurück, daher ist der Sandstein meist weich und zerreibbar (vgl. Tab. II).

Mergel und Tone

Diese Gesteine sind vorwiegend sandfrei, intensiv grün oder dunkelgrau gefärbt, gelegentlich auch bunt gefleckt wie in den «Untern bunten Mergeln».

c) Dolomitzone

Lithologie: In ihrer Zusammensetzung ist diese Dachzone der Serie der Süsswasserkalke und Dolomite stark wechselnd. Kennzeichnend sind zwei weisse, dichte oder gelbliche Travertin-ähnliche Dolomitbänke, denen eintönig-graugrüne, sandige Mergel zwischengelagert sind. Diese Bänke stellen einen ausgezeichneten Leithorizont dar, der anhand Porzellanscherben-artiger Lesesteine meist sehr schnell gefunden werden kann. Nördlich der Orbe-Ebene tritt ein stark poröser, Quelltuff-ähnlicher, gelblichweisser Horizont zwischen die beiden Dolomitbänke.

Es treten folgende Gesteinstypen auf:

1. Rein weisse, harte, sehr feinkörnige Bank von 40 cm Dicke; tritt nur südlich der Orbe-Ebene als Dolomitbank im Dache der Serie auf.
2. Gelblich-weisse, poröse Bank von 30–50 cm Dicke mit Travertin-ähnlicher Textur; sie tritt sowohl südlich wie nördlich der Orbe-Ebene auf.
3. Gelblich-weisse, weniger harte, jedoch stark poröse, Quelltuff-ähnliche Bank. Nur nördlich der Orbe-Ebene.

Schliff: Zeigt ein dichtes bis sehr fein kristallines Gestein, vereinzelt feine Glimmerschüppchen und kleine Quarzkörnchen.

Chemismus: Die drei oben erwähnten Typen brausen mit $^1/_{10}$ nHCl nur schwach. Die auf Anregung von Herrn Dr. Th. Hügi (Mineralogisches Institut Bern) durchgeführten Färbversuche auf Dolomit erwiesen sich als positiv. Es wurden Anschliffe der zu untersuchenden Gesteine mit Kupfernitrat behandelt, Reaktion nach J. Rodgers, 1900 (Lit. cit. in Th. Hügi, 1945), wobei es gelingt, Calcit und Dolomit zu unterscheiden. Die Reaktion war für die ersten zwei der oben erwähnten Typen positiv, während der dritte nur eine schwache Dolomitreaktion ergab.

Vom dichten, weissen Horizont aus dem Profil von Essert-Pittet (535,22/176,05) wurden unter Leitung von Herrn Dr. Th. Hügi zwei Totalanalysen ausgeführt, die folgende Mittelwerte ergaben:

	%
SiO_2	2,09
TiO_2	sp.
Al_2O_3	1,15
FeO	0,60
Fe_2O_3	0,41
MnO_2	0,76
MgO	18,06
CaO	30,77
P_2O_5	sp.
CO_2	45,34
H_2O+	0,55
H_2O-	0,12
	99,85

Spezifisches Gewicht = 2,17

Das für diese Analyse berechnete Molekularverhältnis $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$ beträgt 0,818. Für theoretisch reinen Dolomitspat sollte das Verhältnis 1 sein. Es stellt sich die Frage, ob dieser weisse Horizont als Dolomit bezeichnet werden darf. Durch das Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. F. de Quervain, Präsident der Geotechnischen Kommission in Zürich, erhielt ich die Resultate der chemischen Untersuchungen, die im Auftrage des Bergbaubüros während des Krieges an typischen schweizerischen Dolomitgesteinen durchgeführt wurden. Zum Vergleich wurden die Molekularverhältnisse graphisch aufgetragen (vgl. Figur 11 *a*). Wie daraus ersichtlich ist, nehmen die Dolomite den Bereich zwischen 0,75 und 0,99 ein. Tragen wir unseren Wert in diese graphische Darstellung ein, fällt der Darstellungspunkt innerhalb des Bereiches der Dolomite.

Nun wird aber durch diese Vergleiche der Molekularverhältnisse die Beimengung von SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 etc. nicht berücksichtigt. Es wurde deshalb der Versuch unternommen, die Analysenwerte der Dolomituntersuchungen in ein Dreieck $MgCO_3$, $CaCO_3$ und «Verunreinigungen» (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3) (Figur 11 *b*) darzustellen. Wie auch diese Darstellung zeigt, sind wir berechtigt, den weissen Horizont als Dolomit zu bezeichnen.

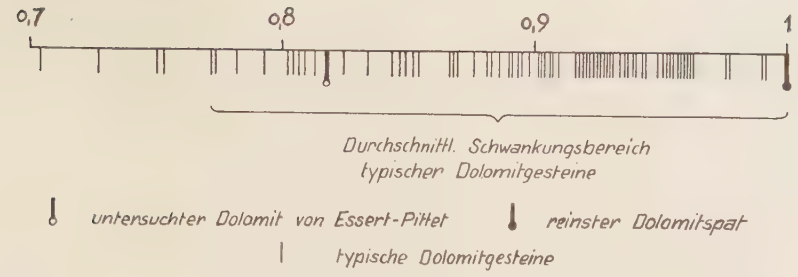


Fig. 11 *a*

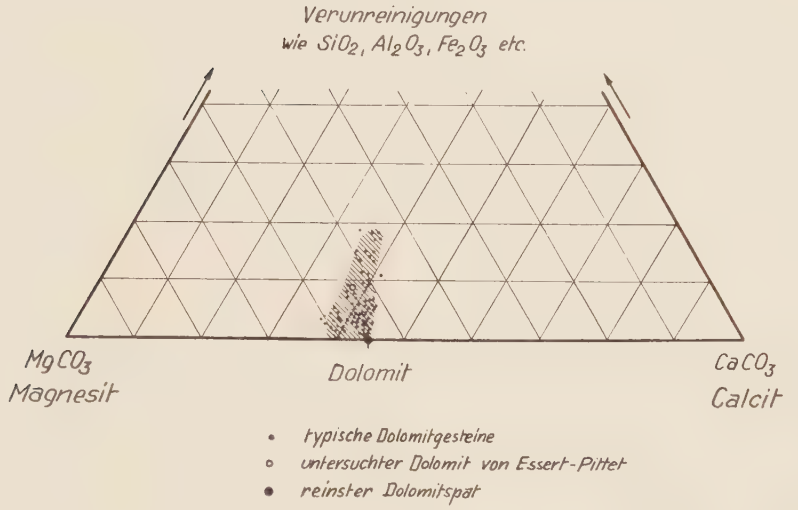


Fig. 11 *b*

Fig. 11 *a* und *b*. Graphische Darstellung von mol $\frac{MgCO_3}{CaCO_3}$ typischer Dolomitgesteine.

Entstehung: Es fällt schwer, sich die Genese dieser Dolomite innerhalb der Süsswassermolasse zu erklären. Das Vorkommen dolomitischer Gesteine in der Molasse ist schon lange bekannt. Es handelt sich vorwiegend um eingeschwemmtes detritisches Material dolomitischer Gesteine. E. Geiger (1943) erwähnt dolomitische Kalke in der tortonischen Molasse der Ostschweiz. Leider fehlen analytische Nachweise und Vergleichswerte. In unserem Falle dürfte es sich um chemisch ausgeschiedenen Dolomit handeln, der 30–50 cm mächtige Bänke bilden konnte. W. Dienemann und O. Burre (1928) erwähnen weisse Süsswasserdolomite von ganz ähnlicher chemischer Zusammensetzung von Grabenteich unweit Giessen (Deutschland). Diese Dolomite bildeten sich im Miocaen aus Süsswassertümpeln in unregelmässigen Vertiefungen des Basaltes. D. Mawson beschreibt rezente Dolomitbildungen in Salzseen von Südaustralien mit ganz ähnlicher Zusammensetzung. C. W. Correns (1949) führt rezente Dolomitbildung in terrestrischen Ablagerungen von Salzpfannen in Südafrika an. Welche Erklärung auf unsere Horizonte angewendet werden darf, können wir nicht entscheiden. Es besteht die Möglichkeit, dass es sich um Brackwasserablagerungen handelt, da die ganze darüberfolgende Gipsmergelserie als teilweise brackisch betrachtet werden muss.

d) Fossilinhalt, Alter

Fossilien treten überwiegend nur in der Süsswasserkalkzone auf. Die Seekreideabsätze sind reich an Fossilien, die Fauna ist jedoch sehr artenarm. Neben ganzen Bänken mit Unioniden lassen sich meist zerdrückte Planorben finden. Einzelne schlechterhaltene, eingeschwemmte Heliciden sind vorhanden; *Plebecula ramondi* (Brgt.) konnte jedoch nicht sicher nachgewiesen werden.

Überall in Mergeln, Seekreiden und Kalken lassen sich *Chara*-Oogonien finden.

Die Süsswasserkalk- und Dolomitserie gehört ins Oberstampien. Sowohl Säugetierfundstellen im Liegenden (Essert-Pittet) wie auch Funde von *Plebecula ramondi* in der hangenden Gipsmergelserie beweisen Oberstampien.

e) Regionale Verbreitung

Nördlich der Orbe-Ebene

Entgegen bisheriger Auffassung tritt die Süsswasserkalk- und Dolomitserie auch nördlich der Orbe-Ebene auf. Sie setzt nördlich des Décoppet-Champvent-Bruchs ein, zieht unter dem Schloss Champvent durch und lässt sich im Rebgelände östlich Champvent an einigen Stellen nachweisen. Das in Tafel IV angegebene Profil 5 *a* wurde nach einer grossen Regenperiode 1949 in einer tief eingeschnittenen Rinne mitten im Rebgelände aufgenommen. Gut aufgeschlossen, aber schwer zugänglich ist die Serie im Abwassergraben östlich des Dorfes Champvent. Weiter nordwärts streicht sie unter den Gehängeschutt und die Alluvialebene des Flüsschens Le Bey.

Beim Bau der neuen Strasse Montagny–Mathod war die ganze Süsswasserkalk- und Dolomitserie in sehr steiler Lagerung (bis 60°) nordwestlich Moulinet aufgeschlossen. Es gelang, ein durchgehendes Profil aufzunehmen (Tafel IV, Profil 7), von dem heute nur noch die Dolomitzone sichtbar ist, während die Süsswasserkalkzone unter dem Steinbett der Strasse liegt.

Südlich der Orbe-Ebene

Die besten Aufschlüsse dieser Serie liegen an der Steilkante Côtes de Chalamont und den Bacheinschnitten zwischen Essert-Pittet und Belmont. Das sedimentpetrographisch bearbeitete Profil Tafeln III und IV, Profil 8) liegt am Rande des Kartenblattes Yverdon nördlich von Essert-Pittet auf ca. 520 m. In den Bacheinschnitten bei Ependes liegt die Basis der Serie auf ca. 470 m, westlich Belmont streicht die Zone unter die Orbe-Ebene. Erst an den Côtes de Sermuz taucht sie wieder auf, wo bei der Brasserie (539,45/179,00) einige dürftige Aufschlüsse vorhanden sind. Sicher nachweisen liess sich die Serie erst im Wasserleitungsgraben über Vermont (540,05/179,67) (Tafel IV, Profil 23).

In der Gegend östlich Yverdon ist die Serie nur schlecht aufgeschlossen, kann jedoch an verschiedenen Stellen festgestellt werden. Wir verweisen auf die geologische Karte und Tafel IV. Nur ein Aufschluss im Bachbett des Buron nördlich Epautheyres (539,03/177,50) sei hier noch angeführt, da er uns erlaubt, die guten Profile in der Gipsmergelserie stratigraphisch zu orientieren. Der obere Teil der Süsswasserkalkzone ist hier im Bachbett nördlich der Brücke P. 463 aufgeschlossen. Durch Grabung konnten die beiden Dolomithorizonte ebenfalls aufgeschlossen werden.

6. Serie der Gipsmergel

Typus: Obere Gipsmergel: Bach nördlich Epautheyres (539,25/177,19, Tafel IV, Profil 20).
Tillerée-Schichten: Ependes-Bach, westlich Tillerée (536,67/176,20, Figur 12).
Untere Gipsmergel: Bach nördlich Belmont (537,55/177,69, Tafel IV, Profil 16).

a) Einleitung

Das Auftreten von Fasergipseinlagerungen in der westschweizerischen Molasse war schon den ersten Geologen bekannt, die diese Gegend bereisten (G. de Razoumowski, 1789). Es gelang jedoch erst in neuerer Zeit (W. Custer, 1928) zu beweisen, dass diese Gipsvorkommen auf das Chattien (Oberstampien) beschränkt sind. Die Mitarbeiter der PEK (vor allem H. Lagotala, 1937) bezeichneten den obern Teil dieser Stufe, der besonders reich an Gips ist, als «Zone der grauen, gipsführenden Mergel». Ed. Meyer hat sie jedoch in unserem Untersuchungsgebiet nicht besonders ausgeschieden, sondern zum Teil zu seiner «Molasse d'eau douce», zum Teil zu den «Grès de Cuarny» gerechnet.

Wir bezeichnen den Schichtkomplex über den Dolomitbänken als «Serie der Gipsmergel». Als Obergrenze wählen wir die Basis der «Grès de Cuarny», die zugleich die Stufengrenze Stampien-Aquitanien darstellt.

Die «Serie der Gipsmergel» ist charakterisiert durch:

1. Das Auftreten von Gips, sowohl in Form von Fasergips wie auch als Bindemittel von Sandsteinen und fein verteilt in Mergeln.
2. Das Fehlen buntgefleckter und roter Tone und Mergel. Vorwiegend graue und gelbgraue Sedimente geben der Serie ein monotones Aussehen.
3. Das Auftreten vereinzelter dünner Kalkbänke (unter 30 cm).
4. Das Auftreten kalkreicher, fossilführender Stinkmergel (Seekreideabsätze), schwarzer Kohleflözchen, dunkler, kalkarmer, kohliger Sandsteinhorizonte und dunkler bis schwarzer Tone.

Die Lithologie im einzelnen geht aus den Profilen auf Tafel III sowie aus den Detailprofilen Tafel IV hervor.

Diese verhältnismässig gut aufgeschlossene Serie konnte anhand vieler Detailprofile (vgl. Tafel IV) weiter gegliedert werden. Generell gelingt es, folgende Zonen zu unterscheiden:

3. Obere Gipsmergel.
2. Tillerée-Schichten.
1. Untere Gipsmergel.

Lokal sind diese einzelnen Zonen noch weiter unterteilbar, es ist oft sogar möglich, einzelne Bänke zu verfolgen.

Die unteren Gipsmergel unterscheiden sich von den obern vor allem durch den bedeutend grösseren Gipsgehalt. Auch sind die Sandsteinbänke meistens etwas weniger mächtig als in den obern Gipsmergeln, wo sie gelegentlich diskordant über einem Erosionsrelief als Unterlage auftreten.

Getrennt werden diese beiden Zonen durch eine Folge dunkler, schiefriger Tone, plattiger, sehr dünnbankiger Sandsteine, graugrüner Mergel mit ockergelben Überzügen auf Schicht- und Kluftflächen und gelegentlich auftretenden dünnen Kalkbänklein. Diese allgemein dunkle, im Aufbau und Mächtigkeit etwas wechselnde Zone nennen wir Tillerée-Schichten. Sie ist vor allem charakterisiert durch viele kohlige Einlagerungen, Schwemmholz und Pflanzenhäcksel mit guterhaltenen Blattabdrücken. Aber auch Säugetierreste, Stücke von Schildkrötenpanzern und Heliciden konnten da und dort gefunden werden. Als Typus sei ein besonders charakteristisches Profil wiedergegeben, das im Oberlauf des Ependes-Baches westlich Tillerée aufgenommen wurde (Figur 12, 536,67/176,20).

b) Sedimentpetrographie

Die Gesteine der Gipsmergelserie der Profile Essert-Pittet und Belmont N (Tafel III) wurden näher untersucht. Das Profil Essert-Pittet liegt im untern Teil der untern Gipsmergel, das Profil von Belmont N zeigt die Fortsetzung und reicht bis in den untern Teil der obern Gipsmergel.

Farbe: Der weit überwiegende Teil der Sedimente zeigt eine graue bis graugrüne Farbe, was der Serie, verglichen mit den «Untern bunten Mergeln», ein äusserst monotones Aussehen verleiht. Besonders hervorzuheben ist die stahlgraue Farbe der gipsführenden Sandsteine, die in trockenem Zustand hellweisslichgrau werden. Grössere Ausschläge der Farbkurve fallen immer mit den extremen Ausschlägen der Kalkkurve zusammen. Hervorgerufen werden diese Extremwerte der Farbkurve durch vereinzelte dunkle Bänke kalkreicher Seekreiden oder Süsswasserkalke oder durch die extrem kalkarmen, kohligen, dunklen Sandsteinhorizonte, die den Abschluss eines Sedimentationszyklus darstellen. Im übrigen lassen sich hier keine Beziehungen zwischen Korngrösse, Kalkgehalt und Farbe herauslesen.

Karbonatkurve: Aus der Karbonatkurve kann der stark und unstet schwankende Charakter der Sedimente herausgelesen werden, der seinerseits bedingt ist durch die stets wechselnden Ablagerungs-

bedingungen. Hervorgehoben sei der relativ hohe Karbonatgehalt der gesamten Schichtserie. Er liegt etwas über 30 %, also durchschnittlich ein Drittel höher als in der «Serie der untern bunten Mergel». Bei diesen Karbonatbestimmungen resultierten zwischen der Kalkbestimmung durch Umrechnen aus den CO_2-Werten des Passonapparates und der Bestimmung durch Lösung des Karbonatgehaltes in $^1/_5$ nHCl erhebliche Differenzen (vgl. Kolonne *b* und *c* in Tabelle III). Es wurden daher beide Kurven dargestellt (vgl. Tafel III). Es zeigt sich dabei, dass die Differenz nicht, wie es zu erwarten wäre, vor allem in den feinen, von Säure leichter angreifbaren Fraktionen am ausgeprägtesten ist, sondern eher in den Sandsteinen.

Diese Erscheinung hat ihre Ursache im Gipsgehalt, der, fein verteilt, vor allem an die Sandsteine und sandigen Mergel gebunden ist. Eine Serienuntersuchung auf Gipsgehalt (durch Salzsäureaufschluss und Ausfällung als $BaSO_4$) von Proben, bei denen die Kurve zwischen Salzsäurelöslichkeitsbestimmung und Karbonatbestimmung mit dem Passonapparat besonders grosse Differenzen zeigte, ergab, dass diese Differenz ungefähr dem Gipsgehalt entsprechen kann (vgl. Kolonne *e* in Tabelle III). Wir bezeichnen daher diese Differenz (Kolonne *d* in Tabelle III) annäherungsweise als «Gips und in Salzsäure lösliche, nicht karbonatische Mineralien».

Wie nachfolgende Tabelle zeigt, sind die Gipsgehalte über Erwarten gross. Es handelt sich hier ausschliesslich um die Gipsgehalte, die als feinverteilte Körner oder als Bindemittel in Sandsteinen auftreten.

Tabelle III

Gesteinsbezeichnung	Karbonat mittels CO_2-Best. %	Karbonat mittels HCl-Lösl. %	Differenz %	Gipsgehalt %
a	*b*	*c*	*d*	*e*
Gipssandstein	12	21	9	8,98
Gipssandstein	15	22	7	11,34
Gipssandstein	20	25	5	7,65
Gipsmergel, kalkreich	42	53	11	14,34
Gipssandstein	26	31	5	8,64
Gipssandstein	11	17	6	16,48
Gipssandstein	18	23	5	5,13
Gipsmergel, kalkreich	41	43	2	3,58

Sandkurve: Wie aus dem Kurvenbild hervorgeht, sind hier die feinkörnigen Fraktionen kalkreicher als die Sandsteine, während in der «Serie der untern bunten Mergel» Sandkurve und Kalkkurve gleichzeitig Maximal- oder Minimalwerte erreichen. Der Grund liegt darin, dass die Sandsteine in den Gipsmergeln keine oder nur geringe Gehalte an Kalkdetritus aufweisen, der Karbonatgehalt also im wesentlichen nur aus dem Bindemittel stammt und das calcitische Bindemittel oft durch Gips stark verunreinigt oder gar ersetzt ist. Der auffallendste Unterschied gegenüber der «Serie der untern bunten Mergel» liegt jedoch im durchschnittlich mehr als doppelt so grossen Sandgehalt der Gipsmergel.

Komponentendreieck: Die Unterschiede zwischen der «Serie der untern bunten Mergel» und der hier beschriebenen Gipsmergelserie kommen besonders deutlich im Komponentendreieck zur Geltung (Figur 9 *c*). Die Darstellungspunkte der Gipsmergel verteilen sich fast über das ganze Dreieck, vor allem auch auf dessen kalkreiche Teile. Wir haben Übergänge von reinen Kalken bis zu Mergeln und von Mergeln bis zu mergeligen Sandsteinen. Kalkarme Sandsteine, Tone und ihre Übergänge sind nur untergeordnet vorhanden.

Gesteinstypen

Gruppe der Sandsteine

Weiche, dunkle Sandsteine: Es sind weiche, zerreibbare Sandsteine, die meist durch feinverteilte Schwemmkohle dunkel pigmentiert sind. Eine allgemeine Kalkarmut zeichnet sie aus. Die Mineralien erscheinen in Körnerpräparaten stark korrodiert und limonitisiert. Diese Sande bilden hauptsächlich Dachpartien grosser Sandsteinkomplexe.

Grüngraue Sandsteine: Fein- bis mittelkörnig, zerreibbar und massig; Farbe grüngrau. Mehr bräunliche Varietäten sind bisweilen plattig. Allgemein treten diese reinen Sandsteine in der Gipsmergelserie untergeordnet auf.

Gipssandsteine: Die meisten Sandsteine gehören diesem Typ an. Ihr kennzeichnendes Merkmal ist der Gips, der dem Gestein seine hellgraue, monotone Farbe verleiht. Auch die kalkarmen Typen dieser Sandsteine sind hart, verwittern jedoch ausgesprochen leicht und bilden daher selten hervortretende Bänke. Der Gips tritt in diesen Sandsteinen als Fasergipslinsen von einigen Zentimetern bis Bruchteilen von Millimeterdicke auf. Noch häufiger ist er als fein verteilte Körner anzutreffen, die man als unvollständig ausgebildete Kristalle erkennen kann. Wie Schliffe zeigten, besteht die Grundmasse dieser Sandsteine aus einem Calcit-Gips-Zement.

Gruppe der Mergel und Tone

Gipsmergel: Von gipsführendem Sandstein zu gipsführenden Mergeln können alle Übergänge beobachtet werden. Allgemein zeigen die Mergel einen geringeren Gipsgehalt als die Sandsteine. Sie sind gewöhnlich dunkelgraugrün gefärbt und bröckelig.

Sandige Mergel: Diesen sandigen Mergeln ist allgemein eine graugelbe, schmutzige Farbe eigen, sie sind in den Profilen häufig vertreten.

Tonige Mergel: Entweder blaugrau, feinblätterig und in feuchtem Zustande plastisch oder aber ockergelb, hart und bröckelig. Sie sind allgemein vertreten, jedoch nur als wenig mächtige Einlagerungen. In den Tillerée-Schichten, gelegentlich aber auch in den übrigen Teilen des Profiles, sind dunkle bis schwarze, kohlige Tone von eigentümlich feinblätteriger Textur zu beobachten, denen kleine Kohlenflözchen zwischengelagert sind.

Kalkreiche Mergel: Weiche, meist graue oder graugrüne Mergel mit hohem Karbonatgehalt, aber ohne bituminöse Bestandteile.

Gruppe der kalkreichen Sedimente

Süsswasserkalke: Sie treten nur in dünnen, vereinzelten Bänken auf. Der lithologische Charakter ist im übrigen der gleiche wie in der Süsswasserkalkzone. In Härte und Farbe sind sie etwas unterschiedlich, beim Anschlagen dagegen stets bituminös riechend. Meist im Verbande mit Seekreideabsätzen.

Seekreide: Solche Ablagerungen konnten weder in der von uns untersuchten «Serie der untern bunten Mergel» noch in der «Serie der obern bunten Mergel» (Aquitanien) beobachtet werden. Die in ihrer Ausbildung etwas wechselnden Absätze entsprechen genetisch und lithologisch denjenigen in der Süsswasserkalkzone.

Gips

Fasergips: Besonders im unteren gipsreichen Teil häufig. Bis 5 cm dicke Fasergipsplatten oder Linsen auf Schichtflächen, oft aber auch diagonal Mergel oder mergelige Sandsteinbänke durchsetzend. Feine, linsenförmige Fasergipsplatten sind sehr häufig in Sandsteinen anzutreffen. Sie sind sekundär durch Sammelkristallisation aus feinverteilten, primären Gipsausscheidungen entstanden. Gips ist daher auch auf Kluftflächen zu beobachten.

Faserung senkrecht oder leicht schräg zur Schichtfläche mit vollkommenem Perlmutterglanz (010); meist völlig weiss. Durch die Entwässerungskurve liess sich eindeutig beweisen, dass es sich um Gips und nicht um Anhydrit handelt.

Rosettenartige Gipsgebilde: In dieser Form tritt der Gips meist in grünen Mergeln auf, als sehr schlecht ausgebildete Kristalldrusen, die oft in Helicidenabdrücken zu beobachten sind. Farbe vorwiegend bräunlich oder grau.

Bindemittelgips: Diese vermutlich primäre Ablagerung kann mit der Lupe in fast allen Sandstein- und Mergelbänken dieser Serie beobachtet werden und lässt sich vor allem auch durch Schliffe nachweisen. Der Gips verunreinigt oder ersetzt stellenweise das calcitische Bindemittel. Die analytisch bestimmten Gipswerte beziehen sich auf diesen feinverteilten Bindemittelgips, der bis 16% der Sandsteine ausmachen kann (vgl. Tabelle III).

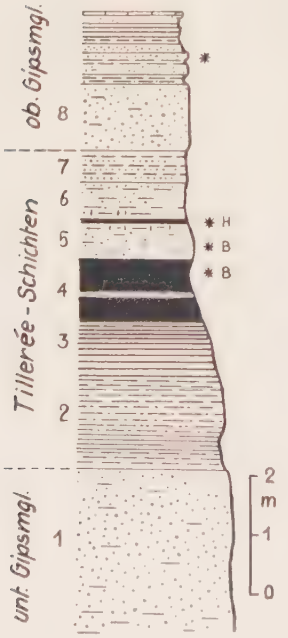
c) Regionale Verbreitung

Nördlich der Orbe-Ebene

Das Dorf Champvent steht auf dieser Serie, die jedoch nur im Rebgelände von Copettes (534,03/181,53) und im Abwassergraben östlich von Champvent aufgeschlossen ist. Im Rebberg stehen 3—4 m stark mit Fasergipslamellen durchsetzte Sandsteine an, denen eine fossilführende Seekreideablagerung aufliegt, die einen harten, eigentümlich porösen Süsswasserkalk aufweist.

Die Aufschlüsse in dieser Serie anlässlich des Strassenbaues nordöstlich Moulinet waren zu schlecht und zu stark tektonisch gestört, als dass ein durchgehendes Profil hätte aufgenommen werden können. In senkrechten bis überkippten Schichtfolgen ist eine Säugetierfundstelle vorhanden, deren Ausbeute das stampische Alter dieser Serie bestätigte. Ihre genaue Stellung innerhalb des Profiles (siehe Tafel IV, Profil 7) ist unsicher, weil vermutlich tektonische Störungen dazwischenliegen.

Die überkippte Lagerung liess sich sehr schön durch die Farbfolge in Seekreideabsätzen beweisen. Im ganzen ungestörten Teile des Gebietes treten die dunklen Partien von Stinkmergel- oder Seekreideabsätzen immer im Dache auf, während ältere, tieferliegende Partien meist heller sind. Die Serie an der Strasse zeigt nun immer die umgekehrte Erscheinung und muss daher auch aus diesem Grunde als überkippt betrachtet werden.



Südlich der Orbe-Ebene

Die Serie der Gipsmergel ist an der ganzen Falaise zwischen Essert-Pittet bis nördlich Sermuz aufgeschlossen. Die Täler des Ependes-Baches und des Buron sind in diese Serie eingeschnitten. Die Profilzusammenstellung (Tafel IV) erübrigt eine Beschreibung einzelner Aufschlüsse. Das Plateau südwestlich Ependes wird in seinem obern Teile durch die Gipsmergel gebildet und nicht durch die «Grès de Cuarny», wie Ed. Meyer annahm.

Fig. 12. Lithologisches Profil durch die Tillerée-Schichten westlich Tillerée (Ependes-Bach).

1. Mergeliger, gisphaltiger Sandstein.
2. Graue, gelbgefleckte sandige Mergel.
3. Hellgraue, feinblätterige Tone.
4. Dunkle, kohlige Tone mit feinblätteriger Textur. Feine Muskowitblättchen und gelegentlich guterhaltene Pflanzenabdrücke auf den Schichtflächen.
5. Graugelber, harter, plattiger Sandstein mit viel Pflanzenhäcksel. Nach oben geht die Sandbank in eine helicidenführende Seekreideablagerung über.
6. Feingeschichteter, mergeliger Sandstein.
7. Wechsellagerung von blätterigen gelben Mergeln mit plattigen Sandsteinbänklein.
8. Feinkörnige Sandsteinbank.

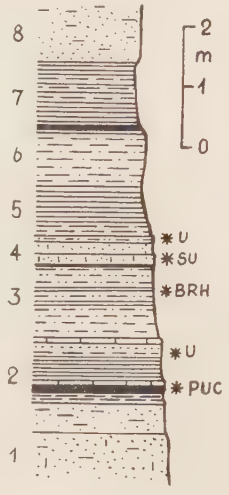
H = Heliciden.
B = Blätter, Kohlen, Pflanzenhäcksel.

Die Tillerée-Schichten setzen am Oberlauf des Ependes-Baches westlich Tillerée ein (Figur 12). Sie können im Oberlauf des Seitenbaches südöstlich Ependes weiter verfolgt werden, treten in den beiden Profilen von Belmont etwas weniger ausgeprägt auf, ziehen über den «Grès de Belmont» an der Strasse von Belmont nach Le Bas des Mondes; weiter nördlich können sie leider nicht mehr nachgewiesen werden. Die «Grès de Belmont» entsprechen somit nicht den «Grès de Cuarny» (Auffassung von Arn. Heim und der PEK), sondern liegen in den untern «Gipsmergeln». Weder ihr petrographischer Charakter (Gipsgehalt) noch ihre stratigraphische Stellung (ca. 35 m über den Dolomitbänken) gestatten eine Parallelisation mit den «Grès de Cuarny».

Fig. 13. Säugetierfundstelle bei Champs-Magnin im Seitenbach des Buron (Tillerée-Schichten).

1. Harter, feinkörniger Kalksandstein.
2. Mergeliger Sandstein, nach oben in Seekreideablagerung übergehend (mit Schildkrötenpanzerstücken, Unioniden und *Chara*-Oogonien). Oben zwei Süsswasserkalkbänke eingelagert.
3. Sandige Mergel mit Fossilien.
4. Harter, sandiger Mergel und Sandstein. Säugerreste und Unioniden.
5. Tonige Mergel, graugelb.
6. Sandiger Mergel.
7. Tonige, gelbgraue Fleckenmergel.
8. Sandsteinbank (ca. 4 m).

S = Säuger.
R = Reptilien.
H = Heliciden.
P = Planorben.
U = Unioniden.
B = Pflanzen.



Auf der linken Talseite des Buron sind die obern Gipsmergel nur sehr mangelhaft aufgeschlossen. Westlich Epautheyres tritt bei der ausgeprägten Schleife im Flüsschen durch eine grosse Bruchzone (parallel zum Flussverlauf) eine emporgedrückte, dunkle, kohlige Mergelserie auf, die den Tillerée-Schichten entspricht. In ihrer normalen Lagerung taucht diese Zone erst etwas nördlich des Seitenbaches bei Champs-Magnin (538,65/176,34) auf und ist im untern Teil dieses Seitenbaches aufgeschlossen, wo sie eine reiche Fossilfundstelle enthält (Figur 13).

Das ganze Plateau Gressy/Belmont/Suchy besteht in seinem untern Teil aus der Gipsmergelserie. Ihr aufgelagert sind einige schlecht aufgeschlossene Sandsteinbänke bei Champs-Magnin, Ferraire, Traisil und im obern Teil des Dorfes Gressy, die wahrscheinlich den «Grès de Cuarny» entsprechen und ins Aquitanien gestellt werden müssen.

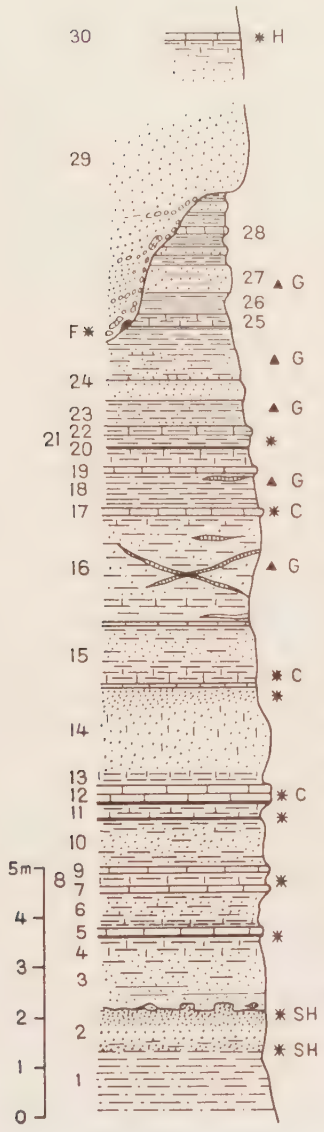
Die rechte Seite des Buron ist durch eine parallel zum Fluss verlaufende Bruchzone emporgehoben und zeigt in ihren tiefern Partien die untern Gipsmergel, denen die Tillerée-Schichten aufliegen. Nördlich Epautheyres sind sie recht gut aufgeschlossen und können von hier bis südlich Sermuz verfolgt werden. Im Seitenbach nördlich Epautheyres trifft man ein gutes Profil (Tafel IV, Profil 20), das von der Basis der Tillerée-Schichten bis an die Basis der «Grès de Cuarny» reicht.

Die Sandsteinbänke, die die Oberkante der Côte de Treytorrent bilden, gehören nicht zu den «Grès de Cuarny», sondern entsprechen den Sandsteinbänken in der untern Partie der «obern Gipsmergel». Besonders interessant ist das Profil nordöstlich Gressy am rechten Ufer des Buron nördlich P. 453 (Koord. 539,03/178,1). Das Profil zeigt eine mächtige Sandsteinbank, die transgressiv auf einem Erosionsrelief liegt. Die stratigraphische Stellung dieses Profiles konnte nicht ganz eindeutig abgeklärt werden. 25–30 m über der Basis dieses Profiles treten die ersten Bänke der Serie der «Grès de Cuarny» auf (Figur 14).

d) Fossilien

Die Serie der Gipsmergel ist ausserordentlich reich an Land-, Süsswasser- und Brackwasser-Fossilien. Charakteristisch sind auch die vielen kohligen Einschwemmungen, die auf eine üppige Vegetation schliessen

Fig. 14. Lithologisches Detailprofil durch die obere Gipsmergelzone nordöstlich Gressy, am rechten Ufer des Buron (539,03/178,10; Basis ca. 452 m Höhe).



1. Graue, sandige Mergel, nach oben toniger werdend und ockergelb gefleckt, übergehend in:
2. Graugrünen, feinkörnigen, weichen Sandstein, stellenweise stark mergelig, geht dann nach oben in dunklen, sehr kalkarmen Sandstein über, der viel kohlige Substanz und sehr gut erhaltene Heliciden (*Plebecula ramondi* Brgt.) enthält. Durch Schlämmen konnten einige Säugetierreste erhalten werden, die sowohl dem obersten Stampien wie auch dem untersten Aquitanien angehören können. Dieser Horizont könnte einen alten, einsedimentierten Vegetationsboden darstellen.
3. Dieser dunkle, sandige Horizont wird mit scharfer Grenze von graugrünen, mergeligen, gut geschichteten Sandsteinen überlagert, an deren Basis sich noch aufgearbeitete, kohlige Sandsteinknollen finden. Feinschichtung wird nach oben besonders deutlich. Der Sandstein geht dann, immer mergeliger und kalkreicher werdend, in Seekreide über.
4. Diese Seekreide wird nach oben dunkler, blätteriger und riecht stark bituminös (Tab. II, Nr. 10). Enthält viele *Chara*-Oogonien.

S = Säuger F = Haifischzähne
H = Heliciden ▲G = Gips
C = Chara-Oogonien

5. Süsswasserkalk, braun (Tab. II, Nr. 3), verwittert knollig.
6. Tonige, grüngraue, gelbgefleckte Mergel, denen an der Basis noch ein dünnes Seekreideniveau zwischengelagert ist. Die Mergel werden nach oben stark sandig und gehen im Dache nochmals in Seekreide über.
7. Süsswasserkalkbank, 4 cm dick, weich, porös, blättrig, dunkelbraun, mit Stich ins Violette (Tab. II, Nr. 5). Fossilien.
8. Helle, gelbgraue, kreidige Mergel = Seekreide (Tab. II, Nr. 6).
9. Süsswasserkalkbank, 6 cm dick, dunkelbraun, Feinschichtung, muscheliger Bruch (Tab. II, Nr. 4).
10. Graugrüner, sandiger Mergel, nach oben in mergeligen, weichen, zerreisbaren Sandstein übergehend.
11. Seekreidebank mit zwei dunklen, blättrig ausgebildeten fossilführenden Horizonten.
12. Gelbbrauner, gebankter Süsswasserkalk (Tab. II, Nr. 2) mit mergeligen Zwischenlagen, stellenweise ist der Kalk porös und stark bituminös stinkend.
13. Graugelbe Mergel, stellenweise etwas kreidig.
14. Grauer, mittelkörniger Sandstein, stellenweise etwas kalkreichere, härtere Partien. Geht nach oben in kohligen Horizont über. Säugetierreste?
15. Helle, kreidige Mergel, nach oben in mergeligen Sandstein übergehend.
16. Sandige, graugrüne Gipsmergel, im unteren Teile ockergelb gefleckt. Enthält gelegentlich ganz dünne Kalkhorizonte. Gips im ganzen Sandstein fein verteilt als Körner oder als Fasergipsplatten auf Schicht- und Kluftflächen.
17. Süsswasserkalkbank, gelbbraun (Tab. II, Nr. 1).
18. Graugrüne, gipshaltige Mergel, nach oben in graugelbe Seekreide übergehend (Tab. II, Nr. 7). Gips als feine Fasergipslinsen.
19. Süsswasserkalkbank, 25 cm dick, auf Dachfläche Fasergipsplatte, die intensiv ockergelb verfärbt ist.
20. Seekreidebank, nach oben bituminös und dunkel werdend (Tab. II, Nr. 9). Gips in Form von Rosetten.
21. Hellgraue, tonige Mergel.
22. Süsswasserkalkbänklein wechsellagernd, mit bituminösen, blättrigen Mergeln (Seekreide). Viele Fossiltrümmer.
23. Graugelbe Mergel, wechsellagernd mit härteren Sandsteinbänklein.
24. Grauer, zerreibbarer Sandstein mit Gipsäderchen. Nach oben übergehend in graugrüne, tonige Mergel, die im untern Teile oft noch stark ockergelb gefleckt sind.
25. Kreidig-sandige Mergel.
26. Graue, gelbgefleckte, tonige Mergel.
27. Grüner, geschichteter, graugrüner, feinkörniger Sandstein.
28. Wechsellagerung von graugelben Mergeln mit Sandsteinbänklein und Süsswasserkalkniveaux (unzugänglich).
29. Massige, mächtige Sandsteinbank, weich, zerreibbar, diskordant über einem Erosionsrelief. An der Basis Diagonalschichtung erkennbar, aufgearbeitete Mergelknollen, korodierte Süsswasserkalkfragmente, viel Pflanzenmaterial, vor allem grosse Schwemmholzklötze. An Fossilien konnten neben einigen stark abgerollten Knochenfragmenten zwei Haifischzähne gefunden werden. Rinne ist links besonders deutlich sichtbar, rechts dagegen undeutlich, da die Sandsteine Mergeleinlagerungen aufweisen. Sichtbare Mächtigkeit 4–5 m.
30. Seitwärts kann beoachtet werden, wie der Sandstein nach oben in Seekreideablagerungen übergeht, die mit einer Süsswasserkalkbank abschliessen. In der Seekreide konnten noch sehr guterhaltene Exemplare von *Plebecula ramondi* (Brgt.) gefunden werden.
31. Die ersten Bänke der Grès de Cuarny können ca. 10–15 m höher beobachtet werden. Die Basis ist nicht aufgeschlossen.

lassen. Es handelt sich vor allem um Überreste in Form von Schwemmholzstämmen, Blattabdrücken, Pflanzenhäcksel, dünnen Kohlenhorizonten und feinverteilten Schwemmkohleteilchen in dunklen Sedimenten.

Die ersten Brackwasserformen sind von E. Renevier (1869, p. 273) bei Epautheyres entdeckt worden («*Cerithium margaritaceum, Neritina*»). Später haben Maillard und Locard (1892/93) verschiedene Land-, Süsswasser- und Brackwasserarten von Epautheyres sowie von andern Lokalitäten in unserem Untersuchungsgebiet und dessen unmittelbarer Nachbarschaft beschrieben, die von W. Wenz im Fossilium Catalogus (1923–1930) nomenklatorisch revidiert worden sind, nämlich:

Helix Lausannensis Dumont et Mortillet.
Entre Gressy et Epautheyres.

= *Cepaea lausannensis* (Dumont et Mortillet). Wenz, S. 630.
Helix (Coryda) rugulosa G. v. Martens.
Essertines près Yverdon.
= *Cepaea rugulosa rugulosa* (Zieten). Wenz, S. 653.
Limnaea pachygaster Thomae.
Grésy, Essertines, Villars-sous-Champvent, Ependes, Vuarrens etc.
= *Radix (Radix) subovata* (Zieten). Wenz, S. 1307.
Limnaea urceolata A. Braun.
Epautheyres.
= *Lymnaea urceolata urceolata* A. Braun. Wenz, S. 1229.
Limnaea subbullata Sandberger non *subulatus* Dunker.
Belmont et Floraire (Floreyres) près Yverdon. Gressy-Epautheyres, Vuarrangel etc.
= *Radix (Radix) subovata eurygaster* (Boettger). Wenz, S. 1308.
Planorbis dealbatus A. Braun.
Belmont près Yverdon.
= *Gyraulus (Gyraulus) trochiformis dealbatus* (A. Braun). Wenz, S. 1591.
Potamides margaritaceus Brocchi sp.
Epautheyres près Yverdon.

Es dürfte sich nicht um *Tympanotonos margaritaceus* selbst handeln, da diese Spezies im Vindobonien auftritt.

Potamides cf. *microstoma* Deshayes sp.
Epautheyres près Yverdon.
Stalioia gracilis Sandberger sp.
Entre Gressy et Epautheyres.
= *Stalioa (Stalioa) gracilis gracilis* (Sandberger). Wenz, S. 2181.
Theodoxia Ferussaci Mayer-Eymar.
Epautheyres près Yverdon, Belmont.
= *Theodoxus (?Theodoxus) helveticus* (Wenz). Wenz, S. 3001.

Neben Landformen *(Cepaea)* und Süsswasserformen *(Radix, Gyraulus)* kommen Vertreter der Gattungen *Theodoxus* und *Tympanotonos («Potamides»)* vor, die in Flüssen und Brackwassergebieten (Aestuarien etc.) leben. Leider ist die genaue stratigraphische Herkunft der einzelnen Funde nicht bekannt.

Die Formen mit der Fundortsbezeichnung: Entre Gressy und Epautheyres, Belmont, Villars sous Champvent, Ependes, dürften alle aus der Serie der Gipsmergel stammen. Auffallenderweise sind Arten, die auf brackische Einflüsse hinweisen, ausschliesslich in Epautheyres gefunden worden.

M. Leriche (1927) zitiert ausserdem folgende Selachierfunde:

Odontaspis acutissima L. Ag.
Environs de Valeyres-sous-Ursins. Burdigalien.
Odontaspis cuspidata L. Ag.
Gressy. Environs de Valeyres-sous-Ursins. Burdigalien.
Oxyrhina Desori (L. Ag.) Sismonda.
Gressy. Burdigalien.
Oxyrhina hastalis L. Ag.
Gressy. Burdigalien.

Auch diese Funde stammen sehr wahrscheinlich nicht aus dem Burdigalien, sondern aus der Serie der Gipsmergel.

Wir haben Brackwasserformen («Potamiden») im Bach nördlich Epautheyres, (539,32/177,17) nördlich Belmont (537,55/177,69) und beim Schützenhaus Yverdon (540,36/180,14) gefunden, ferner Haifischzähne im Horizont 29 des Buron-Profiles (Fig. 14). Land- und Süsswasserformen sind ungemein häufig, vor

allem *Plebecula ramondi* (Brongniart), ferner Lymnaen, Planorben und zum Teil Bänke bildende Steinkerne von Unioniden. Die wichtigsten Fundstellen sind in Tafel IV und V eingetragen.

An Säugetieren bestimmte Herr Dr. J. Hürzeler:

Fundstelle nördlich Moulinet an der Strasse Montagny Mathod (535,785/182,135):

Issiodoromys sp.
Archaeomys sp.

Fundstelle nordöstlich Gressy, 100 m nördlich der Brücke bei P. 453 (539,03/178,10); vgl. Figur 14:

Cricetodon collatus Schaub
Cricetodontide
Lagomorphe
Caenotherium sp.

Das Alter dieser Faunen wird von Herrn Dr. J. Hürzeler auf Seiten 52–53 diskutiert.

e) Mächtigkeit

Die Mächtigkeit lässt sich am Buron nördlich Epautheyres durch Konstruktion bestimmen. Sie beträgt hier vom Dach des obersten Dolomithorizontes bis an die Basis der «Grès de Cuarny» 60–70 m. Der untere Teil der Gipsmergelserie bis zu den Tillerée-Schichten ist ca. 40–50 m mächtig. Auf ähnliche Werte kommt man durch Konstruktion in den Profilen von Belmont. Die Mächtigkeit der oberen Gipsmergelzone lässt sich bei Epautheyres mit ca. 20 m bestimmen.

7. Säugetierfunde aus dem Stampien der Umgebung von Yverdon

Über das Alter der Nagerreste aus den Fundstellen in der

Serie der untern bunten Mergel: 1. Le Bey (vgl. p. 34); 2. Calamin (vgl. p. 35)
Serie der Grès de Mathod: 3. Champvent (vgl. p. 37); 4. Essert-Pittet (vgl. p. 37)
Serie der Gipsmergel: 5. Moulinet (vgl. p. 48)

gibt uns Herr Dr. J. Hürzeler folgenden Bericht:

«Alle diese Faunulae von den Fundstellen 1–5 sind charakterisiert durch die Vergesellschaftung von *Issiodoromys* mit einem terminalen oder doch nahezu terminalen *Archaeomys* und in zwei Fällen mit *Cricetodon praecursor* Schaub. Die Assoziation dieser drei Formen ist typisch für die ältere Phase des oberen Stampien, welches am Südrand des Jura bei Rickenbach am Born (Solothurn) eine reiche Fauna geliefert hat. Im mittleren Stampien wären *Archaeomys* und *Issiodoromys* weniger terminal entwickelt (Fauna von Aarwangen), und im obersten Stampien (Fauna von Küttigen) ist *Cricetodon praecursor* durch *Cricetodon collatus* Schaub ersetzt. Ferner treten im obersten Stampien die ersten Lagomorphen auf, von denen im Material von den genannten fünf Fundstellen nicht die geringste Spur festgestellt werden konnte.»

In der ganzen Serie der Gipsmergel kann auch das stampische Leitfossil *Plebecula ramondi* (Brgt.) gefunden werden. Wir dürfen daher das Alter dieser Serie als Oberstampien annehmen.

Die Säugetierfundstelle nordöstlich Gressy am rechten Ufer des Buron (Figur 14), die ca. 25 m unterhalb des Daches der Serie der Gipsmergel liegt, zeigt schon Formen, die in den Bereich oberstes Oberstampien bis unterstes Aquitanien zu stellen sind. Über die Fauna dieser Fundstelle schreibt uns Herr Dr. J. Hürzeler:

«Die Vergesellschaftung von *Cricetodon collatus* mit einem Lagomorphen ist typisch für das terminale Stampien (Fauna von Küttigen bei Aarau) und das untere Aquitanien (Fauna von Boudry). Da vorderhand

nur wenig Reste vorliegen (zwei ganze Zähne und einige Zahnfragmente), kann nicht entschieden werden, ob der Fundkomplex am Buron bereits zum Aquitanien gehört oder nicht.»

Über dieser Fundstelle konnte aber noch bis an die Basis der «Grès de Cuarny» *Plebecula ramondi* (Brgt.) gefunden werden. Diese Tatsache veranlasst mich, die Stufengrenze Stampien–Aquitanien nicht durch die Fossilfundstelle, sondern an die Basis der «Grès de Cuarny» zu legen.

Aquitanien

Die aquitanen Ablagerungen zwischen Genfersee und Bielersee lassen sich auf Grund ihrer charakteristischen lithologischen Ausbildung meist leicht erkennen. Ihre Abgrenzung gegen die burdigalen marinen Sandsteinbänke gelang in der Westschweiz schon sehr früh (V. Gilliéron 1885, A. Jaccard 1869), während im Seeland erst nach den Untersuchungen von J. Hürzeler, R.F.Rutsch und R. Ramseyer am Mont Vully eine paläontologisch belegte Grenzziehung gelang.

Fraglich war nur die Abgrenzung gegen die stampische Serie. Hier fehlten paläontologische Beweise vollständig. Man zog die Untergrenze rein lithologisch dort, wo die grauen Gipsmergel in mächtigere Sandsteinbänke übergehen (W.Custer 1928, A. Bersier 1938*b*) oder wo über ihnen die ersten bunten Mergel auftreten (in der Gegend von Yverdon, H. Lagotala 1937, H.E.Althaus 1947). Eine paläontologisch belegte Grenzziehung zwischen Stampien und Aquitanien der Umgebung von Yverdon wird in der vorliegenden Arbeit versucht. Die aquitanen Ablagerungen unseres Gebietes lassen sich lithologisch zweiteilen: In eine untere Ableitung, die «Serie der Grès de Cuarny» und in eine darüberfolgende «Serie der obern bunten Mergel».

In unserem Untersuchungsgebiet gelingt es im weitern, die über 100 m mächtige «Serie der obern bunten Mergel» zu unterteilen. Ohne eine scharfe Grenze ziehen oder gar kartieren zu können, gelingt es, eine untere Zone mit vorwiegend bunten Mergeln von einer obern Zone zu unterscheiden, in der mächtige, meist transgressiv auf einem Erosionsrelief liegende Sandsteinbänke auftreten.

1. Serie der Grès de Cuarny

Typ-Profil: Sandsteinbruch ca. 500 m nordöstlich Cuarny bei «La Perreyre» (543,34/180,67).

Die in der Umgebung von Cuarny auftretenden Sandsteinbänke wurden von Arn. Heim (1919) als «Cuarnysandsteine» bezeichnet. Sie bilden die Unterlage der aquitanen bunten Mergel und liegen über der Serie der «Gipsmergel». Wir bezeichnen sie als Serie der «Grès de Cuarny».

Die Untergrenze ziehen wir dort, wo die mergeligen feinen Sandsteine und mehr oder weniger tonigen Mergel in die relativ groben Sandsteinbänke übergehen, die an der Basis oft aufgearbeitete Mergelknollen oder ganze Mergelnester enthalten. Diese Grenze ist nicht immer sehr scharf, kann aber morphologisch meist recht gut erkannt werden. Die Obergrenze wurde dort gewählt, wo die ersten bunten Mergelhorizonte der «Serie der obern bunten Mergel» auftreten. Sie ist z. B. etwas lückenhaft am Feldweg nördlich Cuarny nach dem «Bois-Jordan» auf ca. 590 m beobachtbar. Aber auch diese Grenzziehung gelingt meist schon morphologisch recht gut wegen der grossen lithologischen Verschiedenheit der Schichtfolgen.

a) Charakterisierung der Sandsteine

Die Serie besteht fast nur aus Sandsteinbänken, die überall an der Basis des Aquitans zu beobachten sind. In unserem Untersuchungsgebiet gelingt es nirgends, durchgehende Profile aufzunehmen. Die wichtigsten lithologischen Merkmale sind:

1. Relativ grobkörnige, mächtige, meist massige Sandsteinbänke. In mittleren Partien oft plattig, sogar diagonal geschichtet.

2. In den unteren Partien stellenweise rötlich gefleckt, oft nesterartige Einlagerung roter Sande.
3. Quarz herrscht nicht mehr so ausgesprochen vor wie in den stampischen Sandsteinen. Auftreten von Glaukonit und melanokrater Körner. Allgemein gute Rundung der Körner.

Binokularuntersuchung: Helle Quarze sind matt, abgerollt (Klasse III bis IV) [1]), gelbliche Quarze und Hornsteinchen häufig und sehr gut gerollt (Klasse VI). Viele melanokrate Körner und Erze, Glimmerplättchen von Muskowit gross, von Biotit meist grünlich, stark chloritisiert.

Schliff: Im Unterschied zu stratigraphisch tieferen Sandsteinen zeigt das Schliffbild: Fehlen von Kalksteindetritus, Calcit nur als zwickelförmiges, klares Bindemittel (unmittelbare Kornbindung, kleine Kornbindungszahl). Auffällig häufiges Auftreten von Hornblende, Augit (oft pigmentiert) und chloritisiertem Biotit. Häufiges Auftreten von Feldspäten, sowohl Plagioklas wie Orthoklas. Erwähnenswert ist noch das Vorhandensein einzelner Glaukonitkörner und die starke sekundäre Verwitterung der Mineralien.

b) Alter

Die Serie der «Grès de Cuarny» muss an die Basis des Aquitanien gestellt werden, da eine Säugetierfundstelle in den obersten Gipsmergeln bereits Formen der Stampien/Aquitanien-Grenze enthält.

H.E. Althaus und H. Lagotala zählten die «Grès de Cuarny» noch zu den «Gipsmergeln» und stellten sie ins Chattien (Oberstampien). Sie parallelisierten dabei den stampischen Mergel- und Sandsteinkomplex beim Scheibenstand von Suchy (536,55/175,8), in dem W. Custer (1928) *Plebecula ramondi* Brgt.) fand, mit den «Grès de Belmont», die sie den «Grès de Cuarny» gleichsetzten. Die «Grès de Belmont» gehören jedoch zur Serie der «Untern Gipsmergel» und liegen 40–45 m unter den «Grès de Cuarny».

c) Mächtigkeit

Annähernd lässt sich die Mächtigkeit im Seitenbach des Buron nördlich Epautheyres bestimmen. Die Basis liegt auf 510 m (539,5/176,95), die ersten rotgefleckten Horizonte der darüberfolgenden «Obern bunten Mergel» folgen auf 545 m (neuer Wert) (539,7/176,5). Der Bachlauf liegt im Streichen, somit beträgt die Mächtigkeit ca. 30–35 m.

d) Regionale Verbreitung

Die Serie der «Grès de Cuarny» bildet die Oberkante der Westflanke der Buronschlucht und kann zwischen Champs-Magnin und Gressy, dessen oberste Häuser auf den Sandsteinbänken stehen, beobachtet werden. Diese Sandsteinbänke stehen jenseits der Buronschlucht wieder an, auf ihnen stehen die Häuser von Sermuz. Die Serie streicht nordöstlich Sermuz unter Moränenbedeckung an der Oberfläche aus.

Östlich des Buron-Nioccaz-Bruches, im emporgehobenen Flügel, steht Epautheyres auf diesen Sandsteinbänken, deren untere Teile in der Schlucht nordöstlich dieses Dorfes gut aufgeschlossen sind. Sie ziehen dann unter Moränenbedeckung gegen «Les Vaux» (540,0/178,8), wo etwas oberhalb der Mühle schon die ersten bunten Mergel der darüberfolgenden Serie einsetzen. Weiter in nordöstlicher Richtung steht der Bauernhof En Frétaz (540,5/179,33) auf diesen Sandsteinen, deren Unterlage ca. 200 m südlich über einem typischen Gipsmergelaufschlusse im Bächlein sichtbar ist. Ed. Meyer wies diesen Aufschluss den «Obern bunten Mergeln» zu, ein Fund von *Plebecula ramondi* (Brgt.) bestätigte jedoch unsere Ansicht. Die nächsten Aufschlüsse in dieser Gegend sind bei den nördlichsten Häusern von Pomy sichtbar. Die «Grès de Cuarny» streichen unter dicker Grundmoränenbedeckung ostwärts, wo sie erst von Clos-du-Moulin (542,9/179,8) an wieder zutage treten. Sie bilden in steiler Lagerung die Nordflanke der Vaux-Schlucht, wo sie südlich Riond-Bosson und östlich der Gasquelle La Minnaz bei P. 513 sichtbar sind.

Zwischen Cuarny und Mauguettaz treten die «Grès de Cuarny» an verschiedenen Stellen aus dem Gelände hervor. Sie bilden die Unterlage des schwach nach NE geneigten Geländes östlich Cuarny (La

[1]) Nach Standardbildern von Dal Vesco in A. von Moos & F. de Quervain, 1948, p. 64.

Perreyre, Grande-Boëne). In nördlicher Richtung und gegen Villars-Epeney überlagern die «Obern bunten Mergel» diese Sandsteine, die von Les Clos (542,8/180,7) gegen Montélaz ziehen. In einem Steinbruch nördlich P. 638,0 sowie in alten Befestigungsanlagen bei P. 671,9 sind sie aufgeschlossen und zeigen ein steiles NE-Gefälle.

Zwischen Noréaz (541,4/181,1) und der Strassengabelung nördlich Bel-Air sind die «Grès de Cuarny» plattig ausgebildet; im Strassengraben kann stellenweise der Übergang in die darunterliegenden Gipsmergel beobachtet werden. Besser aufgeschlossen ist die Untergrenze an der Falaise gegen den Neuenburgersee westlich Cheseaux, wo zwischen Champ-Pittet und Sous-Ville an einigen Stellen die Gipsmergel aufgeschlossen sind. Ostwärts werden die mächtigen Sandsteinbänke an der Falaise durch die «Obern bunten Mergel» überlagert.

2. Serie der obern bunten Mergel

a) Einleitung

Über der ausgesprochenen Sandfazies der «Grès de Cuarny» folgt wieder eine mergelige, buntgefleckte Schichtfolge. Wir bezeichnen sie in Anlehnung an Arn. Heim (1919) als «Serie der obern bunten Mergel». Die Grenze ziehen wir über den «Grès de Cuarny» mit dem Einsetzen des ersten bunten Mergelhorizontes. Nach oben schliesst eine graugrüne, mergelig-tonige Schicht die Serie ab. Darüber folgen die mächtigen, grüngrauen, plattigen Sandsteinserien des marinen Burdigalien.

Diese «Serie der obern bunten Mergel» ist mit den «Grès de Cuarny» zusammen als «Molasse grise de Lausanne» bekannt. Schon S. Zollikofer (1853) hat die unter den marinen Sandsteinbänken bei Lausanne auftretenden Süsswassermolasse aufgeteilt in

3. Molasse grise,
2. Molasse à lignites,
1. Molasse rouge.

Da die «Molasse à lignites» unseren «Gipsmergeln» entspricht, hat also Zollikofer unter «Molasse grise» dieselbe Serie verstanden, die wir heute als «Grès de Cuarny» und «Obere bunte Mergel» bezeichnen. Die folgenden Gründe veranlassten mich jedoch, die von Arn. Heim (1919) angewandte und in der neueren Literatur (PEK) übernommene Bezeichnung zu verwenden.

1. Verwechslungen mit der burdigalen «grauen Molasse» des Seelandes werden vermieden.
2. Durch die unrichtige Anwendung des Begriffes «Molasse grise» durch E. Meyer (1935–36) in den neuesten Publikationen der PEK, H.E. Althaus (1947) und H.M. Schuppli (1950) ist eine Verwirrung entstanden. E. Meyer bezeichnete die mächtigen burdigalen, marinen Sandsteine unseres Untersuchungsgebietes sowie der nördlich anschliessenden Region von Yvonand bei Estavayer fälschlich als «Molasse grise» und stellte sie ins obere Aquitanien. Das eigentliche Äquivalent der «Molasse grise de Lausanne» in unserem Gebiete nannte er nach Arn. Heim (1919) «Zone des marnes bariolées sup.».
3. Die Bezeichnung «Serie der obern bunten Mergel» ist vorzuziehen, da wir darunter nicht die ganze «Molasse grise» verstehen, sondern deren unterste Partie, die Serie der «Grès de Cuarny», abgetrennt haben.

b) Charakterisierung

Die «Serie der obern bunten Mergel» ist gekennzeichnet durch:

1. Auftreten meist rot-, ocker- und grüngefleckter, sandiger Mergel und Tone. Letztere zeigen im Gegensatz zu der «Serie der untern bunten Mergel» meist eine ziegelrote, statt violettrote Farbe.
2. Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke ist wesentlich grösser als in der «Serie der untern bunten Mergel». Sie sind grobkörniger und weicher, von eigentümlich graugelb- und bräunlich-fleckiger Farbe.

3. Abweichende Mineralzusammensetzung der Sandsteine gegenüber der «Serie der untern bunten Mergel». Kein Kalkdetritus, häufiges Auftreten melanokrater Mineralien sowie von Feldspäten. Mineralien allgemein stark korrodiert.
4. Fehlen von Süsswasserkalken und Seekreideablagerungen.

Trotz der erwähnten Unterschiede hat die «Serie der obern bunten Mergel» in ihrem Aussehen gewisse Ähnlichkeit mit der «Serie der untern bunten Mergel» des Stampien, was oft zu Verwechslungen Anlass gegeben hat.

Die Profile zeigen Sedimentationszyklen, die in ihrer Mächtigkeit bedeutend schwankender sind als in der «Serie der untern bunten Mergel». Auch ist der Ablauf eines Zyklus gewöhnlich abweichend. Er beginnt unvermittelt mit groben Sanden, wird nach oben immer mergeliger und toniger, schliesst oft mit dunklem, kalkarmem Horizont ab, auf dem wiederum der nächste Sedimentationszyklus mit grobem Material einsetzt. Oft lässt sich aber dazwischen auch eine Abtragungsphase feststellen, wobei die groben Sande, die oft aufgearbeitete Mergelknollen aus dem Untergrunde aufweisen, ein vorhandenes Relief einebnen. Diese Erscheinung ist nach unsern Beobachtungen an den obern Teil der Serie gebunden, wo die Sandsteine besonders mächtig und im untern Teil sehr grobkörnig und graufarbig auftreten. Die aquitane Serie weist in der ganzen Westschweiz und im Seelande den gleichen lithologischen Charakter auf: Eine unregelmässige Wechsellagerung von gelbbraunen, gefleckten Knauermolassebänken und mergelkalkähnlichen, harten, oft buntgefleckten, feinen Sandsteinen mit tonigem Bindemittel [die A. Bersier (1938*b*) in Anlehnung an L. Cayeux (1929) als «Maeigno» bezeichnet], mit mehr oder weniger sandigen Mergeln und wenig mächtigen bunten Silt-Ton-Horizonten. Dunkelbraune, kohlige, oft etwas sandige Horizonte treten auch in dieser Serie gelegentlich auf. Sie zeichnen sich durch extreme Kalkarmut aus, enthalten gelegentlich Säugetierreste oder schlechterhaltene Heliciden. Sie können vielleicht, ähnlich wie die Horizonte in den «Gipsmergeln», als Reste alter Landoberflächen betrachtet werden.

Wir können hier auf die Arbeiten von A. Bersier (1936*b*, p. 34–43) verweisen, der im Aquitanien 7 Gesteinstypen unterschied und eingehend beschrieb. Die völlige Analogie mit unseren Gesteinen in dieser Serie konnte auf gemeinsamen Exkursionen mit Herrn Dr. A. Bersier bestätigt werden.

Um Vergleiche mit den stampischen Serien ziehen zu können, wurde an zwei Profilen je eine Serienuntersuchung von 50 Proben unternommen. Wie aus dem Komponentendreieck (Figuren 9*d*, 9*c*) zu sehen ist, sind die beiden Profile einander in ihrer Zusammensetzung sehr ähnlich und stimmen recht gut mit den Resultaten der Untersuchungen von R. Ramseyer (Figur 9*f*) am Mont Vully überein.

c) Regionale Verbreitung

Nördlich der Orbe-Ebene

Die «Serie der obern bunten Mergel» (Aquitanien) tritt auch in der Jurafusszone auf. Bisher wurde sie hier als «Molasse rouge» (Stampien, «Untere bunte Mergel» nach unserer Bezeichnung) aufgefasst (H. Schardt, PEK, 1935–47). Die am Unterlauf der Brinaz schön aufgeschlossenen Profile zwischen Essert sous Champvent und Valeyres sous Montagny müssen aber aus stratigraphischen und petrographischen Gründen ins Aquitanien gestellt werden. Keiner der Aufschlüsse zeigt den lithologischen Charakter der «Untern bunten Mergel», dagegen stimmen die Gesteine völlig mit den südlich der Orbe-Ebene auftretenden «Serie der obern bunten Mergel» überein. Einige nordöstlich Essert sous Champvent gefundene Säugetierreste ergaben leider keine Aquitanien-Leitformen. Es wurde daher neben den makrolithologischen und tektonischen Kriterien auch eine sedimentpetrographische Korrelation versucht. Nach üblicher Methode wurden in einem gut aufgeschlossenen Profil (535,75/183,25) 50 Proben auf die Komponenten Sand/Silt-Ton/Karbonat untersucht und im Komponentendreieck dargestellt (Figur 9*e*). Als Vergleich wurden dieselben Untersuchungen an einem Profil südlich der Orbe-Ebene in sichern «Obern bunten Mergeln» ausgeführt (Figur 9*d*). Vergleiche der beiden Projektionen zeigen ähnliche Punktverteilung und Punktdichte in gleichen Feldern. Die Darstellung weicht deutlich von der Projektion der Untersuchungen in der stampischen «Serie der untern bunten Mergel» (Figur 9*a*) ab, zeigt aber eine gute Übereinstimmung

mit der Darstellung, die R. Ramseyer (1952) von der aquitanen Serie des Mont Vully gegeben hat (Figur 9*f*). Wir dürfen, gestützt auf die sedimentpetrographischen Vergleiche sowie auf die tektonischen und stratigraphischen Kriterien die Serie zwischen Essert, Valeyres und Montagny, nördlich des Chamblon-Chevressy-Bruches mit grosser Wahrscheinlichkeit ins Aquitanien stellen.

Wie ein Profil nördlich Essert (ENE P. 498,4) vermuten lässt, handelt es sich sogar um den oberen Teil der «Obern bunten Mergel», in dem vermehrt Sandsteinbänke auftreten.

Südlich der Orbe-Ebene

Östlich der Linie Epautheyres–Les Vaux–Pomy–Clos-du-Moulin (südlich Cuarny)–La Mauguettaz stehen aquitane bunte Mergel an, jedoch meist von Grundmoräne überdeckt. Sie bilden eine grosse, breite Synklinalzone, deren Kern zwischen Cronay und La Mauguettaz durch eine mächtige, auflagernde marine Sandsteinserie gebildet wird. Infolge der Grundmoränenüberdeckung tritt das Aquitanien jedoch nur in tiefen Bachrinnen zum Vorschein, so z. B. im Seitenbach nördlich Epautheyres, im Oberlauf der La Nioccaz (südöstlich von Les Vaux), in der Mentue und deren Seitenbächen (Vaux, R. du Lent, R. de la Barbeyre etc.).

Im Oberlauf der Nioccaz südlich Les Vaux folgen über den «Grès de Cuarny» die bunten Mergel des Aquitanien. Erst in der Gegend von Valeyres-sous-Ursins treten, allerdings in einer tektonisch stark gestörten Zone, mächtigere Sandsteinbänke auf. Die obern, groben Sandsteinbänke sind westlich und vor allem östlich von Ursins aufgeschlossen.

In einigen künstlichen Aufschlüssen zeigte sich, dass der südliche Teil des Dorfes Pomy auf bunten Mergeln des Aquitanien steht. Gut aufgeschlossen ist diese Serie jedoch erst im Vaux-Bach, wo sie in steiler Stellung den NW-Schenkel der Cronay-Synklinale bildet.

Nördlich Cuarny bilden die «Obern bunten Mergel» über den «Grès de Cuarny» den Mantel einer Antiklinale. Auf dem NW-Schenkel zwischen Villars-Epeney, Cheseaux und Noréaz sind sie an verschiedenen Stellen aufgeschlossen. Gute Profile finden wir in Bacheinschnitten an der Falaise gegen den Neuenburgersee nördlich Cheseaux, in denen eine oligocaene Säugerfauna gefunden wurde, die jedoch keine typisch aquitanen Formen lieferte.

d) Bemerkungen zur Fazies und Paläogeographie

Die Frage der Entstehungsweise unserer aquitanen Ablagerungen hat in neuerer Zeit verschiedene Autoren beschäftigt (A. Bersier, 1938*b*; R.F. Rutsch, 1945, 1947; L. Mornod, 1949).

Festlandbildungen, die im Stampien nur untergeordnet auftreten, scheinen im Aquitanien häufiger zu werden. Die spärlich vorhandenen Fossilien bestehen im Beckeninnern fast ausnahmslos aus Formen vom festen Lande. Sie sind zufällige Überreste einer reichen Fauna und Flora, die mangels geeigneter Einsedimentierungs- und Konservierungsvorgänge grösstenteils der Oxydation oder mechanischen Zerstörungen anheimgefallen sind.

Aber nicht nur das Fehlen von Süsswasserfossilien, sondern auch der lithologische Charakter dieser Serie sprechen für eine zeitweilige Festlandbildung. Die starken Oxydationserscheinungen an Mineralien, sowohl in Sandsteinen wie auch in den feineren Fraktionen, können wir als Verwitterungserscheinungen auf Festlandflächen deuten (vgl. R.F. Rutsch, 1945). Auch im Aquitanien treten die dunklen, kalkarmen, sandig-kohligen Horizonte auf, die gelegentlich Säugetierreste oder Heliciden enthalten und vielleicht als fossile Vegetationsböden betrachtet werden können.

Gegen den nördlichen Beckenrand hin scheint sich die Fazies zu ändern. In der Umgebung von Ste-Croix, wenige Kilometer nordwestlich unseres Untersuchungsgebietes, sind wenig mächtige, sicher aquitane Ablagerungen in rein limnischer Fazies vorhanden (Th. Rittener, 1902).

e) Mächtigkeit

Innerhalb unseres Untersuchungsgebietes ist es nicht möglich, die Mächtigkeit der «Obern bunten Mergel» genau zu bestimmen. Die von Arn. Heim (1919) angegebene Mächtigkeit von 100 m dürfte etwas

zu gering sein. Nach Angaben der Mitarbeiter der PEK soll sie an der Mentue etwa 160–170 m betragen, da jedoch die Untergrenze an der Mentue nirgends aufgeschlossen ist, sind diese Angaben unsicher. Eine annähernde, konstruktive Mächtigkeitsbestimmung ist südlich Cuarny möglich. Bei Clos-du-Moulin fallen die «Grès de Cuarny» mit 36–37° nach 160° (545 m), während am Fusse der Côte-de-Tirechamp die unterste Muschelsandsteinbank mit 35° nach 165° (565 m) fällt. Aus der Profilkonstruktion ergibt sich eine Mächtigkeit (bei 340 m Entfernung der beiden Punkte) von ca. 220 m. Von diesen 220 m kommen aber noch rund 80 m für die plattigen marinen Sandsteine in Abzug, so dass sich die Mächtigkeit der «Obern bunten Mergel» auf ca. 140 m belaufen würde.

f) Alter und Fossilien

Das aquitane Alter der «Serie der obern bunten Mergel» ergibt sich aus ihrer stratigraphischen Lage über den «Grès de Cuarny» und unter den marinen burdigalen Sandsteinen.

Wir konnten an zwei Stellen Säugetierreste nachweisen. Die eine Fundstelle befindet sich nordöstlich Essert sous Champvent nördlich der Orbe-Ebene in einem dunklen, kalkarmen Horizont ca. 2 m über der Brinaz bei Koord. 535,46/183,23.

Die andere Fundstelle liegt am Südufer des Neuenburgersees ostnordöstlich von Cheseaux in einem kleinen Bachbett bei Koord. 542,13/182,07. Herr Dr. J. Hürzeler schreibt über diese Funde:

«Die Fundstelle von Essert sous Champvent lieferte folgende Formen:

Rhodanomys Schlosseri Depéret
Caenotherium sp.

Dieser Fundpunkt gehört offenbar einer jüngern Phase, entweder dem obersten Stampien (entsprechend der Fauna von Küttigen) oder dem unteren Aquitanien an. Das genauere Alter kann erst bestimmt werden, wenn mehr Formen vorliegen.

Die dürftigen Reste von Cheseaux gestatten vorderhand keinen Schluss auf das Alter der Fundschicht.»

In dunklen, meist kohligen Horizonten kommen nicht näher bestimmbare Helicidenreste vor.

Burdigalien

Eine über 100 m mächtige burdigale Schichtfolge blieb als Kernpartie der Synklinale von Cronay erhalten. Die Aufschlüsse sind innerhalb unseres Untersuchungsgebietes jedoch nur lückenhaft. Dank eines gut aufgeschlossenen, durchgehenden Profiles bei La Mauguettaz (Figur 15), das vom Grenzhorizont Aquitanien/Burdigalien bis in die Serie der Muschelsandsteine reicht, gelingt es jedoch, die einzelnen Aufschlüsse unseres Untersuchungsgebietes zu einem Gesamtprofil zusammenzustellen. Wir verweisen im übrigen auf die Arbeiten von V. Gilliéron (1885) und A. Bersier (1936*a*). Zudem wird diese Schichtfolge nördlich unseres Untersuchungsgebietes durch Schüler von Herrn Prof. J. Tercier (Freiburg) untersucht.

Gliederung und regionale Verbreitung

Am Südufer des Neuenburgersees lässt sich die burdigale Schichtfolge in drei Abteilungen gliedern:

c) Serie der oberen Muschelsandsteine, $x + 20$ m;
b) Serie der unteren Muschelsandsteine, $x + 18$ m;
a) Serie der plattigen marinen Sandsteine, ca. 75–80 m.

Die Serie der plattigen marinen Sandsteine ist im NW-Schenkel der Synklinale von Cronay nur sehr mangelhaft sichtbar. Dagegen ist sie mit ihrer Unterlage im S-Schenkel östlich Cronay, an der Côte-de-

Crochet vollständig aufgeschlossen. Ein besonders charakteristisches Profil liegt ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes bei La Mauguettaz (545,47/180,9) im Seitenbächlein der Mentue (Figur 15).

Die «Serie der untern Muschelsandsteine» tritt in einzelnen Muschelsandsteinhorizonten an der Côte-de-Tirechamp (543,1/179,4–5) und Derrière-le-Châtel (543,0/179,2 und 543,0/179,3) auf. Muschelsandsteine können ferner am Waldrande westlich und nördlich Cronay, in der Dorfstrasse von Cronay selber, östlich En Joux (542,95/178,25) und östlich Combes (543,9/178,3) beobachtet werden. Zwischengelagerte, plattige, knauerige oder kreuzgeschichtete Sandsteinbänke treten im Wegeinschnitt südlich der Kirche von Cronay sowie am Waldrande zwischen Signal P. 666 und Cronay zutage.

Die mächtigen oberen Muschelsandsteinbänke, die in vielen Steinbrüchen im Plateau der westschweizerischen Molasse, vor allem in der Umgebung der Tour de la Molière abgebaut werden, sind in unserem Untersuchungsgebiet nur in einem kleinen, durch den Abbau fast völlig zerstörten Vorkommen auf dem höchsten Punkte beim Signal P. 666 nordwestlich Cronay erhalten.

1. Serie der plattigen marinen Sandsteine

Die Serie bildet die hohen, senkrechten Sandsteinwände im Tal der Mentue und vor allem am S-Ufer des Neuenburgersees zwischen Yvonand und Font bei Estavayer.

Sie weist folgende Merkmale auf:

1. Über 95% der Sedimente bestehen aus graugrünen Sandsteinen.
2. Der unterste Drittel der Schichtfolge wird aus relativ harten und plattigen Sandsteinen gebildet.
3. Die obern zwei Drittel der Serie setzen sich vorwiegend aus kreuzgeschichteten Sandsteinen zusammen. Die Kreuzschichtung ist ausgeprägt durch eingeschaltete, harte, feinkörnige, linsenförmige Kalksandsteine in einem weichen, mittelkörnigen, graugrünen Sandstein.
4. Innerhalb dieser Serie treten die stratigraphisch tiefsten konglomeratischen Einschwemmungen auf. Es handelt sich um vereinzelte Quarzitgerölle von 2–20 mm Durchmesser. Vielfach werden auch gerollte Mergelknollen beobachtet.
5. Einschwemmungen von kohligem Material sind häufig.
6. Vereinzeltes Auftreten von Haifischzähnen, Austernschalen und Foraminiferen. Glaukonit ist fast in allen Schichten zu beobachten.

Die Schichtfolge sowie der lithologische Charakter der Gesteine gehen aus Figur 15 hervor.

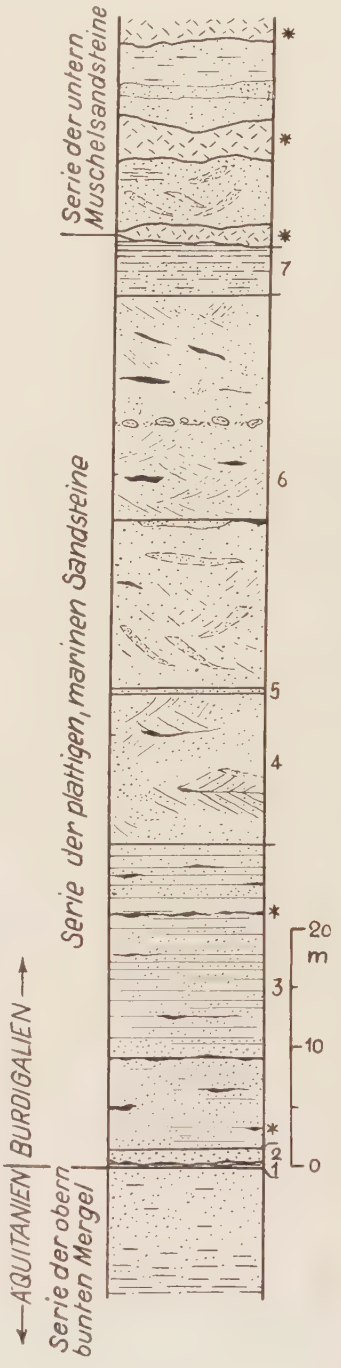


Fig. 15. Lithologisches Profil durch das Burdigalien bei La Mauguettaz (Yvonand).

7. Blaugraue, harte Sandsteine, wechsellagernd mit weichen, mergeligen Sanden. Nach oben gehen sie in plattige, tonige, dunkle Mergel über, welche die Basis der ersten Muschelsandsteinbank in dieser Gegend bilden, ca. 4 m.
6. Grob- bis mittelkörnige, weiche Sandsteine, mit kalkreichen oder mergeligen, harten, hervortretenden Linsen. Im oberen Teil Kreuzschichtung. Häufig kohlige Einschwemmungen, ca. 32 m.
5. Harte, plattige Sandsteine, 50 cm.
4. Kreuzgeschichteter, feiner, weicherer Sandstein, mit harten, mergeligen Sandsteinlinsen, ca. 14 m.
3. Gutgebankter bis plattiger, graugrüner Sandstein. Eingeschaltet kalkreichere Sandsteinbänke und -linsen, ca. 24 m. Fossilien: Austern und Foraminiferen.
2. Ungebankter Sandstein mit unregelmässiger Basisfläche, 1 m.
1. Grüner Grenzhorizont.

2. Serie der untern Muschelsandsteine

Die Serie beginnt über den marinen Sandsteinen mit der ersten Muschelsandsteinbank. Nach oben wird sie von der obern Muschelsandsteinbank überlagert. Sie ist charakterisiert durch mehrere, wenig mächtige, oft seitwärts auskeilende Muschelsandsteineinlagen, die meist sehr kalkreich und grobkörnig sind und vereinzelt auch Gerölle enthalten. Zwischengelagert sind graue, blätterige Tone und Mergel, hauptsächlich jedoch kreuzgeschichtete Sandsteine mit harten, tonigen, unregelmässig-linsenförmigen Einlagerungen und knauerige, weiche Sandsteinbänke. Die ganze Serie ist, abgesehen von den bräunlichgrauen Muschelsandsteinbänken, monoton graugrün.

3. Serie der obern Muschelsandsteine

Diese stratigraphisch jüngsten Molasseschichten unseres Untersuchungsgebietes stehen nur beim Signal (P. 666) von Cronay an.

Der Grenzhorizont Aquitanien/Burdigalien

Untersuchungen von J. Hürzeler (1945) und R. F. Rutsch zeigten, dass die Grenze Aquitanien/Burdigalien am Mont Vully stratigraphisch tiefer liegt als die Basis des Muschelsandsteins. Die am Mont Vully durch Säugetiere belegte Unterlage des Burdigalien konnte als grüner Mergelhorizont von R. Ramseyer (1952) an verschiedenen Stellen im westschweizerischen Mittellande nachgewiesen werden. Auf gemeinsamen Exkursionen gelang es, diesen Grenzhorizont auch am Neuenburgersee, von Font (552,2 187,3) bis La Mauguettaz (545,47/180,90), zu verfolgen.

Bei Cheyres konnte J. Hürzeler Säugerzähne nachweisen, die für die Grenze Burdigalien Aquitanien bezeichnend sind (persönliche Mitteilung). Nach unseren Untersuchungen liegt diese Fundstelle im selben Grenzhorizonte.

In La Mauguettaz ist der Übergang Aquitanien/Burdigalien gut aufgeschlossen. Über einer Bank von typisch aquitanem Knauersandstein, der auf bunten Mergeln des Aquitanien ruht, folgt der Grenzhorizont als eine grüne, sandige, bröckelige Mergelzone von etwa 30 cm Dicke. In La Mauguettaz konnten allerdings bis heute noch keine Säuger nachgewiesen werden.

Über diesem Grenzhorizont setzen mit unregelmässiger Unterfläche Sedimente von völlig anderem lithologischen Charakter ein. Es folgen plattige Sandsteine mit viel eingeschwemmtem Pflanzenhäcksel und Schwemmholzstücken. Die Sandsteine sind glaukonit- und foraminiferenführend und zeigen wenig über der Basis eine Schicht, in der man gelegentlich Austernschalen findet. Etwas höher konnte ein vereinzelter Haifischzahn entdeckt werden.

Die Grenze ist von Mauguettaz aus auch am Rande unseres Gebietes nachweisbar an der Côte-de-Crochet (543,98/178,08), wo über dem Grenzhorizonte an der Basis der plattigen Sandsteine eine helicidenführende Mergelschicht auftritt.

Die Grenzziehung Aquitanien/Burdigalien gelingt dank der lithologischen Verschiedenheit der beiden Schichtfolgen gut. Schon V. Gilliéron (1885) und A. Jaccard (1869) legten die Grenze an die Basis dieser mächtigen, plattigen Sandsteine, die sie als marin auffassten. W. Custer (1927) scheint die Grenze ebenfalls an diesen lithologischen Wechsel gelegt zu haben. Wir konnten uns auf Exkursionen davon überzeugen, dass auch die Grenzziehung, die A. Bersier (1936 *a*, 1938 *b*) im Gebiete des Jorat vornahm, mit der unsrigen übereinstimmt.

Nur die Untersuchungen von E. Meyer und die darauf aufgebauten Veröffentlichungen der PEK zeigen abweichende Ansichten. In diesen Arbeiten wird die «Serie der plattigen marinen Sandsteine» ins Aquitanien gestellt und die Grenze zum Teil sogar über den untern Muschelsandsteinbänken gezogen. H. E. Althaus (1947) hat die Grenzziehung Meyers etwas korrigiert und sie an die Basis des untersten Muschelsandsteinhorizontes gelegt.

Fossilien und Alter

Neben den bereits erwähnten vereinzelten Funden in den plattigen marinen Sandsteinbänken erweisen sich vor allem die Muschelsandsteinbänke reich an Fossilien (Selachierzähne, Steinkerne von Pelecypoden und Gastropoden). In Dünnschliffen konnten Globigeriniden und Rotaliden beobachtet werden.

Das burdigale Alter der Gesteinsserien über dem «Grenzhorizont» wurde bereits diskutiert. Im Gelände gelingt eine Korrelation der stratigraphisch höchsten Muschelsandsteinbank mit dem bekannten Vorkommen von Tour-de-la-Molière, das nach H. G. Stehlin (1914) ins Burdigalien zu stellen ist.

Fazies und Mächtigkeit

In der an unser Untersuchungsgebiet südlich anschliessenden Region scheint das Burdigalien über eine leicht erodierte Oberfläche zu transgredieren. A. Bersier (1936 *a*, 1938 *b*) hat diese Verhältnisse am Jorat eingehend studiert. An den wenigen Stellen, wo in unserer Gegend der Übergang Aquitanien/Burdigalien direkt beobachtbar ist, konnte keine präburdigale Erosion festgestellt werden. Eine diskordante Überlagerung, wie sie J. Kopp (1941) für das obere Broyetal angenommen hat, ist weder im Jorat noch in der Umgebung unseres Untersuchungsgebietes zu beobachten.

Der marine Charakter des Burdigalien, sowohl der plattigen Sandsteine wie auch der Muschelsandsteinserien, ist durch zahlreiche Fossilfunde belegt. Auch scheint hier der Glaukonit authigener Entstehung zu sein; er ist nicht häufig, jedoch in jedem Schliff in einigen guterhaltenen Körnern zu beobachten.

Aus welcher Richtung diese erste marine Transgression zu Beginn des Miocaens eindrang, kann anhand unserer Vorkommen nicht entschieden werden. Für die Abklärung dieser Frage von Bedeutung scheint die Tatsache, dass die plattigen marinen Sandsteine gegen NE erheblich an Mächtigkeit abnehmen. In unserem Gebiete beträgt die Mächtigkeit rund 80 m, am Mont Vully dagegen nur noch 20 m, und am Jensberg bei Biel (Fr. Burri, 1951) scheint der Muschelsandstein direkt dem Aquitanien aufzuliegen.

II. Tektonik

Einleitung

A. DE MONTMOLLIN hat den Chamblon schon 1836 als domförmiges, allseitig abfallendes und vom Jura getrenntes Kreidevorkommen gedeutet, eine Auffassung, die auch in den neuesten tektonischen Darstellungen immer wieder vertreten wird. Eine erste Detailkartierung mit tektonischen Profilen geht auf E. RENEVIER (1853) zurück.

H. SCHARDT (1879 *b*) nimmt eine diskordante Auflagerung der Molasse auf den Kreideuntergrund an (Suscévaz und Chevressy). Nach ihm bestand ein Relief schon vor Ablagerung der Molasse. Diese Auffassung vom Vorhandensein eines prämolassischen Reliefs und einer damit verbundenen diskordanten Auflagerung der unteren bunten Molasse wird auch heute noch, wenigstens für die Gegend von Yverdon–Mormont, von den meisten Autoren vertreten (TH. RITTENER, 1902; ARN. HEIM, 1919; H. E. ALTHAUS, 1947).

Tektonische Detailprofile vom Chamblon verdanken wir H. SCHARDT (1898). Er zeichnet neben einigen kleineren Brüchen am N-Rande des Hügels eine Aufschiebung, die für alle spätern Arbeiten (ARN. HEIM, 1919; W. CUSTER, 1928; E. MEYER, 1935–36, und H. E. ALTHAUS, 1947) Vorbild ist.

Die Molasse unseres Untersuchungsgebietes erfährt eine erste tektonische Deutung durch ARN. HEIM (1919).

Zu einer Verfeinerung und Ergänzung der Untersuchungen von HEIM führten die Arbeiten der PEK, Auf diese Untersuchungen, vor allem auf die Berichte von H. E. ALTHAUS (1947) und C. WIEDENMAYER (1950), werden wir weiter unten eintreten.

Unsere Neubearbeitung konnte dank einer verfeinerten Stratigraphie die bisherigen tektonischen Resultate zum Teil unterbauen, zum Teil ergänzen. Starke Abweichungen ergeben sich nur in bezug auf die Störungszonen.

Die tektonische Interpretation der Molassegebiete stösst auf grosse Schwierigkeiten, weil eine mächtige Quartärbedeckung nur sehr lückenhafte Einblicke erlaubt.

Übersicht und Gliederung der tektonischen Elemente (vgl. Fig. 16)

A. Gebiet südlich der Störungszone:

1. Champvent-Synklinale,
2. Chamblon-Antiklinale,
3. Strukturen unter der Orbe-Ebene,
4. Cronay-Synklinale.

B. Die Störungszone Baulmes–Chamblon–Chevressy–Cuarny:

1. Bruchzone am Chamblon,
2. Bruchzone Chamblon–Baulmes–(Jura),
3. Bruchzone östlich Yverdon,
4. Aufschiebungszone am Vaux-Bach.

C. Gebiet nördlich der Störungszone:

1. Gebiet westlich Yverdon,
2. Gebiet östlich Yverdon.

A. Gebiet südlich der Störungszone

1. Synklinalzone von Champvent

Die subjurassische Zone zwischen der Orbe-Ebene und der südlichsten Jurakette besteht hauptsächlich aus Molasse, aus der zufolge eines bedeutenden N–S-verlaufenden Bruches bei Orbe, Valeyres-sous-Rances und Feurtille (östlich Baulmes) nochmals der Kreideuntergrund emporragt (vgl. Figur 1).

Östlich Baulmes erhebt sich die sogenannte «Feurtille-Antiklinale» (W. Custer, 1928), die eigentlich nur eine nach SE einfallende Kreidescholle darstellt, die westwärts durch eine bedeutende Bruchzone abgesetzt wird. Diese Bruchzone bewirkt, dass zwischen der Kreidescholle und der südlichsten Jurakette (Antiklinale von Baulmes) noch Molasse auftritt (T. Rittener, 1902). Die nach SE einfallenden Kalke (Portlandien-Barrémien) bei Feurtille bilden den NW-Schenkel einer Mulde, die südöstlich durch die Chamblon-Antiklinale begrenzt wird. Wir bezeichnen diese Mulde, die in der Umgebung von Champvent besonders deutlich ausgebildet ist, als «Champvent-Synklinale» (vgl. Strukturkarte Figur 16).

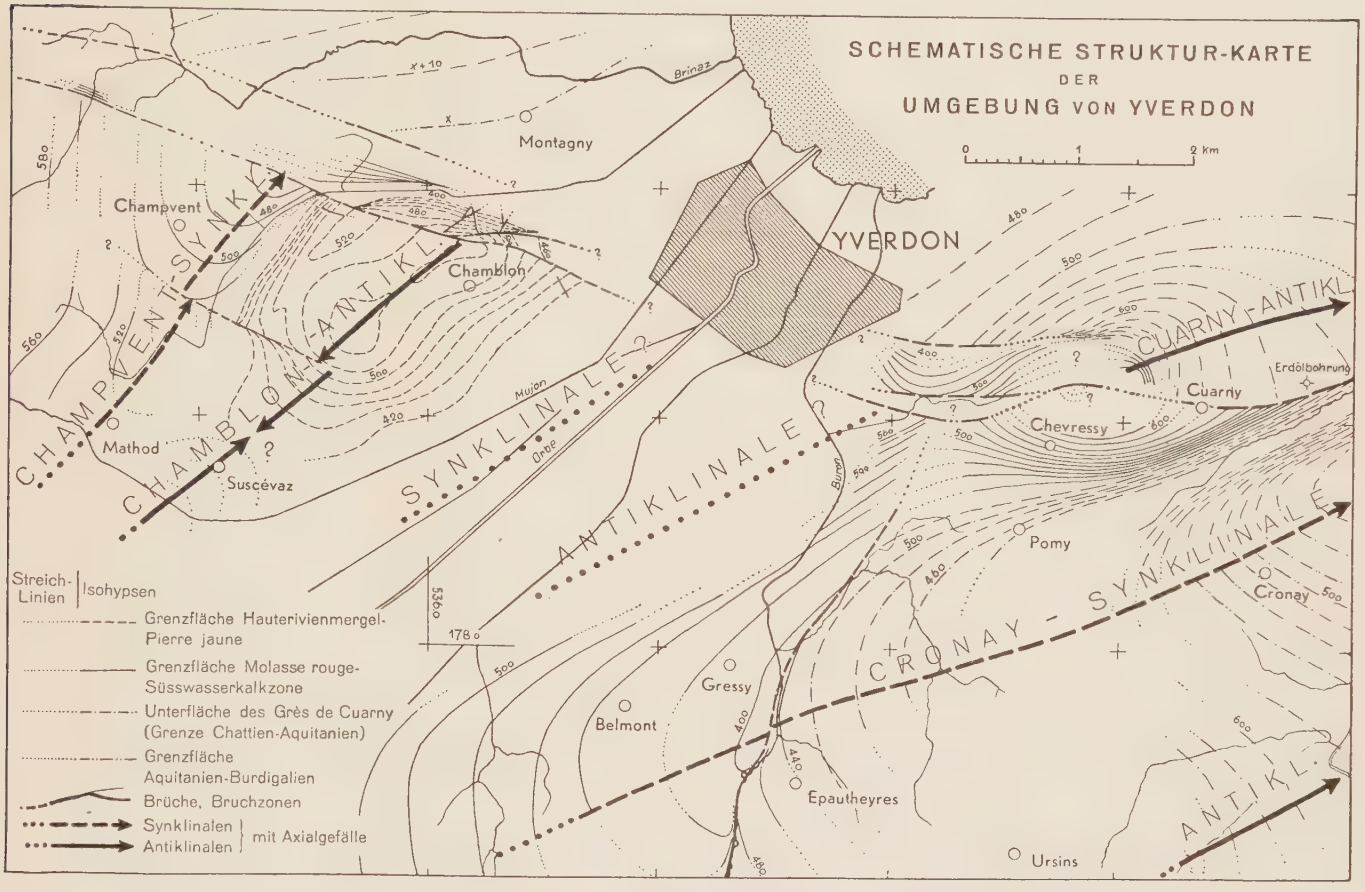


Fig. 16

Diese Synklinalzone wird im N durch die grosse Bruchzone Baulmes–Chamblon–Chevressy begrenzt. Ihre südwestliche Fortsetzung am westlichen Kartenrande unseres Untersuchungsgebietes ist noch nicht genau untersucht und kann erst durch Bearbeitung des Gebietes Baulmes–Rances–Orbe abgeklärt werden.

Die Kernpartie der mit etwa 5° nach NE axial abfallenden Synklinalzone bildet die Gipsmergelserie, auf der das Dorf Champvent steht.

Die Synklinale wird wahrscheinlich von zwei Querbrüchen durchzogen. Der nördliche ist in den Kreidekalken eines Steinbruchs südlich Décoppet zu beobachten. Seine Fortsetzung in die Molasse westlich der Ebene von Le Bey lässt sich jedoch nur vermuten.

Ein weiterer Querbruch dürfte bei Mathod verlaufen, wobei hier der N-Schenkel tiefergesetzt scheint. Dieser Bruch lässt sich beim R. de la Grande Age auf ca. 500 m (531,75/180,3) vermuten (vgl. auch E. Meyer, 1935/36). Er verläuft von dort Richtung Mathod, und es ist nicht ausgeschlossen, dass er zwischen Suscévaz und dem Mont Chamblon durchzieht; dadurch wäre der dortige Kontakt Kreide-Molasse teilweise tektonischer Natur. Für die Annahme eines Bruches sprechen Beobachtungen im Profil von R. de la Grande Age und am Hügel südwestlich von Mathod. Die meisten der südlich des Bruches liegenden Aufschlüsse lassen auf eine mittelstampische Schichtfolge schliessen. An verschiedenen Stellen wurden Gompholite, foraminiferen- und stark glaukonitführende Kalke beobachtet, wie sie nur in den untersten Molasseablagerungen auftreten. Der seinerzeit ausgebeutete bituminöse Grès de Vuavre scheint den Grès de Suscévaz zu entsprechen, doch werden erst Untersuchungen ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes Klarheit schaffen können.

Es ist nicht ausgeschlossen, dass auch der Übergang der Champvent-Synklinale in die Chamblon-Antiklinale durch Längsbrüche gestört ist. E. Meyer hat solche Störungen im Steinbruch bei Cornaz (535,05/181,8) beobachtet.

2. Chamblon-Antiklinale

Der Chamblon ist nicht ein allseitig abfallender Kreidedom, sondern eine aus SW-Richtung aus der Orbe-Ebene auftauchende Antiklinale, die im N durch die ESE-streichende Verwerfungszone Baulmes–Chamblon–Chevressy begrenzt und unter die Orbe-Ebene abgesetzt wird. Auf diese Bruchzone werden wir später zurückkommen.

Die Beziehungen zum südlich anschliessenden Molassesporn von Suscévaz sind unklar. Der Chamblon kann eine alte Struktur darstellen, an welche die Molasse in Winkeldiskordanz angelagert ist; der diskordante Kontakt Molasse-Kreide kann aber zum Teil auch durch die bereits erwähnte E–W-streichende Bruchzone bedingt sein.

Am SW-Ende des Chamblon fällt die Kreide mit durchschnittlich 10–15° in südwestlicher Richtung unter die Molasse ein, während diese selbst (hauptsächlich Messungen in bunten Mergeln, da die Grès de Suscévaz Diagonal- und Kreuzschichtung zeigen) ein durchschnittliches NNE- bis NE-Gefälle von 2–5° aufweist. Im weitern fehlt am Chamblon das gesamte «Urgonien blanc», das im Alttertiär oder früher abgetragen wurde. Dies kann durch eine Aufwölbung erklärt werden. Der Abtrag im Gebiete des Chamblon war in diesem Falle intensiver als in den wenige Kilometer entfernten «Urgonien blanc»-Vorkommen von Feurtille und Orbe. Das Fehlen von geschichteten siderolithischen Ablagerungen zwischen Molasse und Kreide am Chamblon kann am einfachsten durch Abschwemmung von einer bereits vorgebildeten Struktur erklärt werden. Weiter spricht auch die Füllung der Blockschutt-Tasche von Uttins für eine prämolassisch vorhandene Aufwölbung, falls man die Füllung als Bergsturzmaterial oder als Fanglomerat deutet.

Auf das allgemeine Vorhandensein eines solchen prämolassischen Reliefs haben schon A. Jaccard (1869), H. Schardt (1879 *b*) und in neuer Zeit T. Rittener (1902), Arn. Heim (1919) und H. E. Althaus (1947) hingewiesen.

Die Isohypsenkonstruktion (Figur 16) zeigt, dass der Chamblon eine Doppelantiklinale mit einer zwischengeschalteten schwachen Einmuldung darstellt. Die Isohypsen stellen die Grenzfläche Hauterivien-Mergel/Mergelkalkzone dar. Weiter bilden über 160 Schichtmessungen sowie eine Serie von Quer- und Längsprofilen die Grundlage dieser Konstruktion.

Abgesehen von der grossen Bruchzone im N treten weitere, meist unbedeutende Brüche auf, die selten direkt beobachtbar sind. Eine grössere Verstellung ist im Steinbruch südlich Décoppet vorhanden.

Andere Brüche mit Sprunghöhen von weniger als 1 m sind in der nördlichen Grube von Décoppet und im Steinbruch von Uttins IV nachzuweisen.

Der von H. E. Althaus (1947) in seiner Karte eingezeichnete Bruch, der vom Steinbruch Uttins aus südlich am Dorf Chamblon vorbeizieht und den Hügel Richtung Champvent durchquert, ist nicht vorhanden. Althaus scheint den Bruch auf Grund einiger Fallzeichen auf der Karte von E. Meyer (1935/36) konstruiert zu haben. Der scheinbare Wechsel im Streichen westlich des Dorfes ist durch Diagonalschichtung bedingt.

Über die Fortsetzung der Chamblon-Antiklinale nördlich der Bruchzone sind wir nicht orientiert, da sie völlig unter die Orbe-Ebene abgesetzt ist.

Ob die Chamblon-Antiklinale in südwestlicher Richtung in das Kreidevorkommen von Orbe überführt, ist fraglich. Die dazwischenliegenden Molasseaufschlüsse gehören wahrscheinlich dem Mittelstampien an und deuten vielleicht den unterlagernden, verbindenden Kreiderücken an. Eine genaue Kartierung des westlich anschliessenden Gebietes von Orbe wird erst zeigen, ob die «Antiklinale von Orbe» tatsächlich eine Achse N 10° E hat.

Es ist durchaus denkbar, dass die Chamblon-Antiklinale die nordöstliche Fortsetzung der Antiklinale von Châlet-Derrière (D. Aubert, 1943) darstellt.

3. Strukturen unter der Orbe-Ebene

Das südöstliche Einfallen der Molasseschichten südöstlich der Orbe-Ebene veranlasste Arn. Heim (1919) und in neuerer Zeit auch H. E. Althaus (1947), eine abgetragene Antiklinale unter den Alluvionen der Orbe-Ebene anzunehmen, deren Gewölbescheitel ungefähr unter den Thermalquellen liegen würde. Diese Annahme scheint auch uns wahrscheinlich. Die Möglichkeit, auf die Althaus hinweist, dass das südöstliche Einfallen bei Ependes als S-Schenkel der Chamblon-Antiklinale gedeutet werden könnte, scheint uns wegen der Mächtigkeiten nicht in Frage zu kommen.

Die beiden in Figur 16 eingezeichneten Strukturen stellen nur eine Erklärungsmöglichkeit dar.

4. Cronay-Synklinale

Dank einer verfeinerten stratigraphischen Gliederung gelang es, auch für die Region südlich der Orbe-Ebene eine Isohypsenkarte zu konstruieren, die die Basis der Süsswasserkalkserie darstellt. Die Gipsmergel bilden an der Falaise südlich der Orbe-Ebene den NW-Schenkel einer breiten, deutlich erkennbaren Synklinale. Den Kern dieser nach ENE abtauchenden Synklinale bilden eine aquitane und weiter im E eine burdigale Schichtfolge. Die Synklinale, die bei Cronay besonders gut ausgebildet ist, besitzt einen relativ steilen NW-Schenkel und einen ausgesprochen breiten, vielleicht in sich noch leicht gewellten Synklinalboden.

Die Cronay-Synklinale scheint im S an die Mormont-Talent-Donneloye-Antiklinale anzuschliessen. Ob das Umbiegen der Streichlinien, das in Figur 16 am SE-Kartenrande angedeutet ist, schon diese Antiklinale darstellt, kann in unserem Untersuchungsgebiet nicht beurteilt werden. H. E. Althaus (1947) trägt sie auf seiner Übersichtskarte etwas weiter östlich ein.

Die mächtige Grundmoränendecke erlaubt es nicht, Lage und Bedeutung der vorhandenen Quer- und Längsbrüche immer mit Sicherheit zu bestimmen.

Ungestört erscheint das Gebiet westlich des Buron. Hier ermöglichen verhältnismässig gute Aufschlüsse eine durchgehende Beobachtung der einzelnen Leithorizonte. Die Süsswasserkalkserie kann fast lückenlos von Côtes de Chalamont bis westlich Belmont verfolgt werden, wo sie unter die Orbe-Ebene streicht, um dann bei Côtes de Sermuz wieder aufzutauchen.

Entlang des Buron stellte schon E. Meyer (1935–36) wirre Lagerung fest und deutete sie als eine tektonische Störungszone, welcher der Lauf des Buron folgt. H. Lagotala (1937) will diese wirre Lagerung jedoch auf Sackungen zurückführen. Unsere Untersuchungen haben gezeigt, dass tatsächlich eine Störungszone vorhanden ist (Figur 17).

Die Bruchzone kann vom S-Rande des Untersuchungsgebietes bis in die Gegend von Moulin (östlich Gressy, 539,1/177,9) im Tale des Buron verfolgt werden. Weiter nordwärts biegt sie etwa 10° gegen E ab, zieht dann östlich von Sermuz vorbei, wo sie von Grundmoränen überdeckt wird. Ihr folgt heute der Unterlauf des Nioccaz.

Aufschlüsse, die eine Beurteilung der tektonischen Verhältnisse der Cronay-Synklinale östlich des Buron erlauben, beschränken sich auf die Gegend von Epautheyres und Cronay. Das dazwischenliegende Gebiet wird von einer mächtigen Grundmoräne überdeckt. Zudem bieten die stratigraphisch höhern Schichten wenig Gelegenheit zu zuverlässigen Schichtmessungen.

Untersuchungen im Nioccaz-Bach nordöstlich Valeyres-sous-Ursins lassen eine ziemlich starke Störung der Cronay-Synklinale durch Längs- und Querbrüche vermuten. Der Verstellungsbetrag dieser Brüche kann nicht beurteilt werden. E. Meyer deutet diese Störungen als eine Fortsetzung seiner am Vaux-Bache festgestellten Aufschiebung.

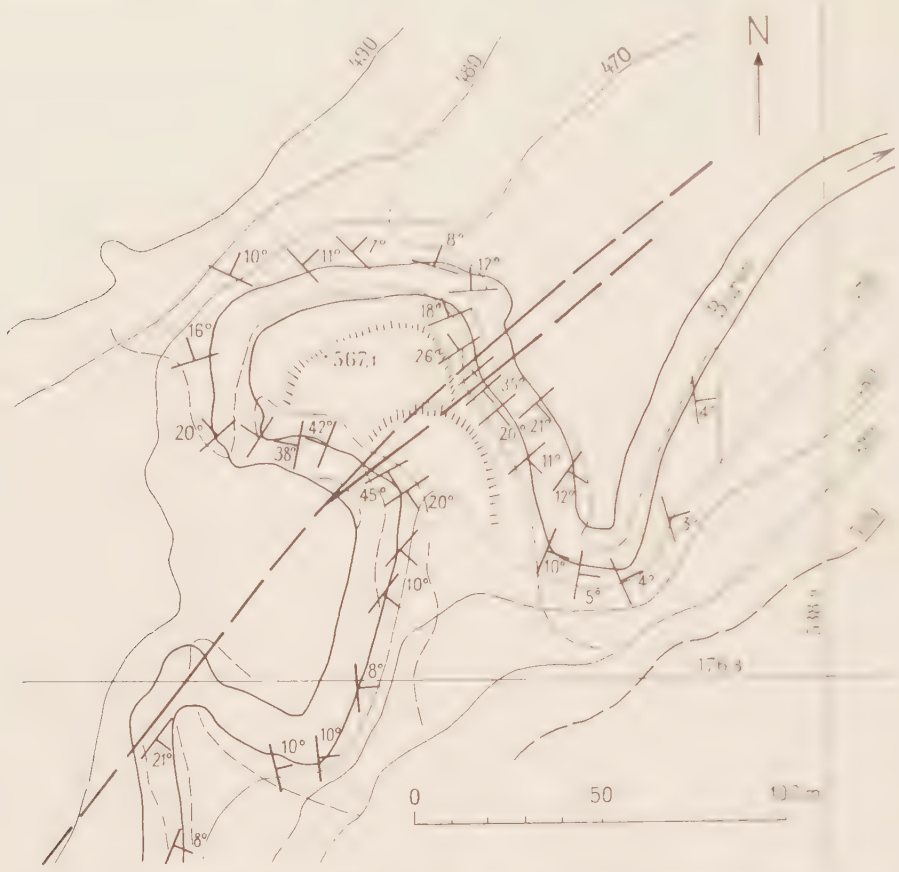


Fig. 17. Geologische Kartenskizze der Bruchregion westlich Epautheyres 1 : 2000.

E. Meyer zeichnet südlich En Frétaz (540,55/179,4) eine Störungslinie ein, weil scheinbar aquitane bunte Mergel im Bache (540,4/179,17) topographisch tiefer liegen und ein anderes Fallen zeigen als die Grès de Cuarny bei En Frétaz. Mehrere Messungen ergaben aber ein durchschnittliches S-Fallen dieser Aufschlüsse im Bache; sie unterscheiden sich somit in ihrer Lagerungsweise nur wenig von den Sandsteinen bei En Frétaz. Diese Aufschlüsse sind zudem nicht ins Aquitanien zu stellen, sondern bilden als Gipsmergel die direkte Unterlage dieser Sandsteine. Damit erübrigt sich die Annahme einer Bruchzone.

Eine weitere Querstörung vermutete Arn. Heim (1919) nördlich Cronay und glaubte darin die Fortsetzung seines Riéttaz-Bruches zu erkennen. Die Mitarbeiter der PEK nahmen später neben dieser Verwerfung noch eine etwas weiter südöstlich liegende Parallelverwerfung an, auf deren Vorhandensein aus Beobachtungen in der Gegend von Donneloye geschlossen wird.

Wir haben diese Störungen nicht eingezeichnet, weil wir keine Beweise für sie gefunden haben.

Die Synklinale hat in der Gegend zwischen Cronay und La Mauguettaz einen ausgesprochen steilen NW-Schenkel; das Aquitanien zeigt am Vaux-Bache ein Einfallen bis zu 50°. Sie lässt sich in der Gegend von Mauguettaz besonders schön beobachten.

Zwischen der Cronay-Synklinale und der grossen Störungszone Chamblon–Chevressy–Cuarny ist die Molasse steil aufgerichtet, und es tritt nördlich Chevressy die kretazische und alttertiäre Unterlage zum Vorschein.

Dieses Kreidevorkommen bildet wohl kaum den Kern eines domförmigen Gewölbes (Arn. Heim, 1919), es ist eher durch Emporpressen entlang der Störungszone zu erklären (vgl. Figur 16).

Leider ist die Region weitgehend durch Quartär bedeckt; Molasseaufschlüsse in der nähern Umgebung des Kreidevorkommens fehlen. Arn. Heim (1919) konnte in der Nähe der Kreidegrube in einem künstlichen Aufschluss bunte Mergel beobachten, die ihn veranlassten, eine kleine tektonische Verstellung anzunehmen.

Alle Molasseaufschlüsse in der Gegend von Chevressy–Haut-de-Baume–Cuarny sind steil aufgerichtet und zeigen bei Chevressy (Reservoir) ein S-Fallen von 40–50°. Weiter östlich bei Haut-de-Baume fallen Gipsmergel mit 30–40° gegen SE.

B. Die Störungszone Baulmes–Chamblon–Chevressy–Cuarny

Bei der Neukartierung liess sich erstmals eine bedeutende Störungszone nachweisen, die zwischen dem Mont Suchet (1591,2 m) und der Aiguille de Baulmes (1563 m) durchstreicht und sich in Richtung Baulmes–Chamblon–Yverdon–Chevressy–Cuarny verfolgen lässt. Vermutlich setzt sie sich gegen Yvonand–Estavayer entlang dem SE-Ufer des Neuenburgersees fort.

Als erster hat L. Rütimeyer (1869) auf die Möglichkeit eines Bruches zwischen Chamblon–Chevressy hingewiesen. Arn. Heim entdeckte (1919) östlich Yverdon in der Molasse bedeutende Brüche, die zum Teil später von den Mitarbeitern der PEK bestätigt wurden. H. E. Althaus wies darauf hin, dass diese Brüche unter das Quellgebiet der Therme von Yverdon streichen und gleiche Richtung wie die Verwerfungen am Mont Chamblon zeigen.

1. Bruchzone am Chamblon

Beim Bau des Pumpenhauses Moulin-Cosseau der Wasserversorgung Yverdon am N-Fusse des Chamblon beobachtete H. Schardt (1900) in der Baugrube einen Bruch. Horizontale Marbre bâtard-Bänke stossen hier gegen senkrechte Hauterivienmergel. Während W. Custer (1927) überhaupt keine Brüche feststellte, beobachtete E. Meyer (1935/36) die schon erwähnten Brüche von Décoppet und Cornaz. Durch Interpretation der Fallmessungen Meyers schliesst H. E. Althaus (1947) auf das Vorhandensein von drei Verwerfungen, deren nördlichste, wenigstens der Richtung nach, mit der von uns beobachteten Bruchzone übereinstimmt.

Die Detailkartierung des Chamblon zeigte bald neben den vielen kleinen Verstellungen, die in den Steinbrüchen beobachtet werden konnten, auch eine grosse, den ganzen N-Hang des Hügels in Mitleidenschaft ziehende Verwerfung.

Untersuchungen beidseits der Orbe-Ebene deuten darauf hin, dass es sich um eine eigentliche Bruchzone handelt, die von zwei grossen, etwa 500 m voneinander entfernten Parallelbrüchen begrenzt wird. Am Chamblon tritt nur der südliche dieser Begrenzungsbrüche auf. Er lässt sich bei Moulinet (535,38/181,81) besonders schön beobachten, wo leicht nach NW einfallende, oolithisch-spätige Kalke des Berriasien gegen senkrechtstehende, W–E-streichende Pierre jaune-Bänke stossen. Dieser südliche Begrenzungsbruch zieht mit N 100° E gegen Praz Menoud (536,05/181,6), wo anhand der Spatkalkbänke eine Verstellung von 30 m gemessen werden kann. Der Längsbruch scheint sich weiter östlich zu teilen, der nördliche Zweig zieht gegen Moulin Cosseau und ist in bezug auf Verstellung bedeutender als der südliche, der sich nur schwer nachweisen lässt und Richtung Uttins zieht.

Die allgemein steil, oft sogar senkrecht gelagerten Kalke nördlich dieses Begrenzungsbruches sind stark von Verwerfungen durchsetzte Schichtpakete der eigentlichen Bruchzone. Diese vielen Quer- und Längsverwerfungen können in den Steinbrüchen der N-Flanke des Chamblon beobachtet werden. Vielfach zeigen die Bruchspalten Reibungsbreccien als Spaltenfüllung und sind mit Asphalt imprägniert. Rutschstreifen sind meist horizontal gerichtet.

Es ist nicht nur eine allgemeine Tiefersetzung und Umkippung der Schichtfolge in der Bruchzone zu beobachten, sondern auch eine horziontale Verstellung in östlicher Richtung. Dieser Horizontalschub ist bei Moulinet sehr schön zu beobachten. In der Folge tritt südlich der Bruchzone der Berriasienkern des Hügels zum Vorschein. Es kann eine Horizontalverschiebung von über 300 m gemessen werden. Aus

den Beobachtungen am Chamblon ist die Vertikalverstellung der beiden Flügel, die durch die Bruchzone hervorgerufen wird, nicht zu bestimmen. Die Lagerung der Kalke südlich der Bruchzone lässt in keiner Weise ein Abtauchen der Antiklinale in nördlicher Richtung erkennen.

2. Bruchzone Chamblon Baulmes Jura

Durch die Korrektion der Strasse Montagny Mathod im Winter 1949/50 wurde zwischen P. 442 (535,25/182,04) und P. 460,2 (536,20/182,15) die Molasse angeschnitten. Südlich P. 471 stehen Kalk- und Dolomitbänke der Süsswasserkalkserie an, die mit 50° nach N einfallen. Weiter östlich folgen Gipsmergel in immer steilerer Lagerung. Südlich Villaret (535,8/182,1) steht die Serie senkrecht, weiter östlich sogar nach N überkippt.

Gegen Montagny überdecken fluvioglaziale Schotter die Molasse, und es gelingt nicht, den nördlichen Begrenzungsbruch der Verwerfungszone genau festzulegen. Im P. 475 an der Strasse Montagny Essert stehen sandige gelbe und rotgefleckte Mergel an, über denen weiter östlich bei Vy d'Orbe Sandsteine folgen. Diese Schichten sind fast horizontal gelagert. Der nördliche Begrenzungsbruch muss also südlich P. 475 vorbeiziehen.

Die Untersuchungen zeigten, dass das Plateau Montagny/Essert-Valeyres aus einer aquitanen Schichtfolge besteht. Dadurch sind wir in der Lage, die Gesamtverstellung der Bruchzone ungefähr zu bestimmen. Über Moulinet stehen auf ca. 475 m südlich der Bruchzone Marbre bâtard an, beim P. 475 nördlich der Verwerfungszone liegt aquitane Molasse. Wir erhalten, auch wenn wir für die Mächtigkeiten Minimalwerte einsetzen, eine Absenkung des N-Flügels um 300–400 m.

Quartärüberdeckung erlaubt erst westlich unseres Untersuchungsgebietes am Rande des Grands Bois die Störungszone weiter zu verfolgen. Östlich Tresy ist am Waldrande die «Serie der untern bunten Mergel» mit leichtem NE-Gefälle aufgeschlossen. Etwas weiter nördlich an der Brinaz (533,1/182,7) fallen dagegen Gipsmergel mit 65° nach N.

Noch ausgesprochener wird der scharfe Wechsel in Streichen und Fallen östlich Baulmes an der Crêt de Châtillon (531,8/182,55), wo die Pierre jaune der Feurtille-«Antiklinale» mit durchschnittlich 30–35° nach SE fällt. Kaum 100 m nördlich dieser Aufschlüsse stehen im Wäldchen westlich Closel (531,75/182,7) untere Pierre jaune mit Marnes d'Uttins an, die mit 65° nach N einfallen. Der südliche Begrenzungsbruch der Störungszone scheint in der dazwischenliegenden Geländefurche in Richtung Baulmes zu streichen.

In der Gegend von Baulmes hat in neuer Zeit M. Millioud (1952) bedeutende tektonische Störungen beobachtet, die wahrscheinlich mit der Störungszone in Verbindung stehen, die dann weiter westwärts zwischen Suchet und Aiguilles de Baulmes in eine deutliche Aufschiebung übergeht.

3. Bruchzone östlich Yverdon

Östlich Yverdon wird die Störungszone im wesentlichen durch zwei Brüche begrenzt:

a) Nördlicher Begrenzungsbruch: Arn. Heim (1919) nimmt auf Grund der von ihm beobachteten Unregelmässigkeiten im Fallen und Streichen in der Gegend Bel-Air/Floreyres eine Störung an. Seine Messungen wurden jedoch zum Teil an verrutschten Sandsteinpartien vorgenommen (Bel-Air). Er glaubt, die Störungen mit dem Riéttaz-Bruch bei Cuarny verbinden zu können. E. Meyer (1935–36) stimmt einer solchen Verbindung jedoch nicht zu.

Eigene Untersuchungen lassen ebenfalls auf das Vorhandensein einer Störung nördlich Beauregard/Floreyres schliessen, die östlich Bel-Air in eine Flexur überzugehen scheint. Eine Fortsetzung dieser Störung in die Gegend Montélaz-Cuarny scheint unwahrscheinlich.

b) Südlicher Begrenzungsbruch: Auf eine grosse Verstellung zwischen Calamin und Montriant wies schon Arn. Heim (1919) hin. E. Meyer scheint diese Störung nicht beobachtet zu haben, dagegen zeichnet H. E. Althaus (1947) eine solche in seiner Karte ein. Die Störung streicht vermutlich unter dem Quellgebiet der Therme von Yverdon durch. Östlich Yverdon ist sie etwa 100 m südlich des Schützenhauses

Yverdon nachweisbar und zieht gegen Grand Pré und nördlich am Kreidevorkommen von Chevressy weiter. Die Quartärbedeckung erlaubt hier jedoch keine direkte Beobachtung.

Südlich dieser Störung fallen die «Untern bunten Mergel» (Tongrube Calamin) und die Kreide (Chevressy) mit ca. 10–20° nach S ein, während nördlich davon die «Serie der Gipsmergel» und die Grès de Cuarny ein N-Fallen aufweisen.

Die Molassepakete innerhalb der beiden Begrenzungsbrüche sind von weitern Brüchen durchzogen. Der wichtigste scheint dem Bächlein Le Vounoz parallel zu verlaufen. Die Flanken dieses Tälchens sind jedoch sehr stark verrutscht. Zwischen diesem Bruch und dem südlichen Begrenzungsbruch stehen an der südlichen Talflanke beim Pistolenstand von Yverdon (540,4/180,15) Gipsmergel mit Cerithien an, über denen an der Oberkante des Tälchens (540,53/180,10) der Grès de Cuarny folgt. Dieses von den beiden Brüchen eingeschlossene Molassepaket muss um 200–300 m gegenüber dem südlichen Flügel abgesunken sein.

Im Oberlauf des Le Vounoz nördlich Grand-Pré stehen stark gestörte «Untere bunte Mergel» an, die sehr steil einfallen. E. Meyer hat den von Arn. Heim bei Grand-Pré eingezeichneten Bruch nicht beobachtet. Tatsächlich sind die Verhältnisse dort sehr schwer zu beurteilen, doch scheinen einzelne Brüche vorhanden zu sein. Über ihre Verstellung lässt sich jedoch nichts aussagen.

Am nördlichen, stark verrutschten Talhang des Le Vounoz steht die Süsswasserkalk- und der untere Teil der Gipsmergelserie an, die ein schwaches N- bis NE-Gefälle zeigen. Wie Messungen in einigen Baugruben der Gegend Montriant-Beauregard beweisen, wird das Einfallen gegen den nördlichen Begrenzungsbruch hin immer steiler. Der von Althaus eingezeichnete N–S-verlaufende Bruch zwischen Bel-Air und Grand-Pré ist nicht vorhanden.

c) Störung Chevressy–Cuarny: Hier erlaubt die Grundmoränenbedeckung keine eindeutigen Beobachtungen mehr. Im Steinbruch von Chevressy fallen die Kreidekalke mit 10° nach SW, und die Störung scheint nördlich davon zu verlaufen. Die ersten Aufschlüsse nördlich dieses Kreidevorkommens zeigen Gipsmergel, die bei Champ-Monnet (541,31/180,67) und Montélaz (542,0/180,62) mit 45° gegen N fallen. Diese Verhältnisse sind nur durch Annahme eines Bruchs erklärbar.

Der südliche Begrenzungsbruch verläuft wahrscheinlich zwischen der Kreidegrube Chevressy (bei Terres Rouges) und dem Hof Fignerolles in Richtung Cuarny. Die mangelhaften Aufschlüsse bei Biollettes und zwischen P. 616 und La Riettaz lassen leider keine Beurteilung zu. Die Störung muss nördlich des Friedhofes La Riettaz vorbei direkt unter das Dorf Cuarny in Richtung La Minnaz streichen.

Alle Aufschlüsse südlich dieser Linie zeigen steile (30–60°) nach SSE einfallende «Untere bunte Mergel», Gipsmergel (südwestlich Cuarny) und die Grès de Cuarny (südöstlich Cuarny). Nördlich des Bruches fällt dagegen die aquitane Molasse schwach nach ENE.

Der von Arn. Heim angegebene Bruch südlich des Friedhofes von La Riettaz (Riettaz-Bruch) bei Cuarny, den auch die Mitarbeiter der PEK in ihren Publikationen übernommen haben, existiert wahrscheinlich nicht oder ist unbedeutend. Die mit 45° nach S einfallende Sandsteinplatte unterhalb des Friedhofes ist eine infolge der Bacherosion in den «Untern bunten Mergeln» südlich des Friedhofes verrutschte Sandsteinpartie (Grès de Mathod?). Heim hat auf Grund dieser verrutschten Schichtpakete auf eine Querflexur (Arn. Heim, 1919, p. 38, Tafel IV, Profil 3) geschlossen, die die Cuarny-Antiklinale nach oben abschliessen soll und so eventuell Erdgas und Erdöl speichern könnte. Er schlug eine Sondierbohrung auf dieser Antiklinale vor, die später erfolglos ausgeführt wurde.

d) Störung östlich Cuarny: Bei La Perreyre, Grande-Boëne, Nicollet, La Minnaz und Rochettes stehen die Grès de Cuarny an, die den flachen Scheitel der Cuarny-Antiklinale bilden und leicht (2–4°) nach ENE einfallen. Kaum 80 m südöstlich der letztgenannten Aufschlüsse stehen dagegen Grès de Cuarny an, die 48–50° nach SE einfallen (bei P. 513, 543,9/180,35).

Dieser plötzliche Wechsel kann nur durch eine tektonische Störung erklärt werden. Auf Bruchbildung deutet auch die Gasquelle von Cuarny; sie scheint direkt auf der Störungszone auszutreten. Die Störung, die hier als leichte Aufschiebung erklärt werden kann, verläuft von Cuarny südlich Rochettes zwischen der Bohrung und Riond-Bosson vorbei und scheint sich in der Aufschiebungszone des Vaux-Baches fortzusetzen.

4. Aufschiebungszone am Vaux-Bach

E. Meyer (1935–36) beobachtete ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes in der Gegend südwestlich La Mauguettaz (544,6/180,8) eine Aufschiebung der Cronay-Synklinale an die Cuarny-Antiklinale in nordwestlicher Richtung. Die Fortsetzung dieser Aufschiebung in südwestlicher Richtung vermutet er entlang des Vaux-Baches. Sie könnte eventuell auch Ursache der Störungen bei Valeyres-sous-Ursins sein. Wie unsere Untersuchungen zeigen, scheint diese Aufschiebung ihre Fortsetzung im Cuarny–Chevressy–Chamblon-Bruch zu haben. Sie verläuft von La Mauguettaz in südöstlicher Richtung südlich des Wäldchens Veitian (544,2/180,6) gegen La Minnaz.

Eine befriedigende Klärung dieser tektonischen Störung in der Gegend Chevressy–Cuarny–La Mauguettaz ist ohne künstliche Aufschlüsse nicht möglich.

5. Deutung der Störungszone

Zu einem Deutungsversuch der ganzen Störungszone fehlen noch viele Einzeluntersuchungen, vor allem in der Gegend Baulmes/Mont Suchet.

Die Vertikalverstellung in der Gegend von Cuarny ist sehr gering, sie nimmt aber in westlicher Richtung gegen den Kettenjura hin zu und erreicht, wenn wir die Störungszone als Ganzes betrachten, in der Jurafusszone bereits einen Verstellungsbetrag von einigen hundert Metern. Noch bedeutender scheint sie im Kettenjura selber zu sein. Dabei liegt immer der S-Flügel gegenüber dem N-Flügel höher. Doch dürfte nicht die Vertikalverstellung das Charakteristikum dieser Störungszone sein, sondern eher eine Blattverschiebung. Der südliche Flügel scheint gehoben und nach W verschoben. Diese horizontale Verschiebung lässt sich am Chamblon beobachten; sie beträgt mehr als 300 m. Überall da, wo die Störungszone ungefähr parallel zur Schubrichtung verläuft (ca. W–E) haben wir eine kombinierte Horizontal-Vertikal-Verstellung. Die Folgen sind klaffende Brüche mit Spaltenfüllungen und Reibungsbreccien.

Sobald die Richtung der Störungszone schräg zur Horizontalschubrichtung steht, wie z. B. in Cuarny und im Jura selber, bewirkt der Horizontalschub eine Aufschiebung des S-Flügels auf den N-Flügel (z. B. die Aufschiebung am Vaux-Bach, eventuell bei Chevressy und vor allem im Kettenjura zwischen Baulmes und Jougnenaz).

Inwieweit die Störungszone Chamblon–Chevressy und die in ähnlicher Richtung verlaufenden Mormont-Brüche mit der grossen Vallorbe–Pontarlier-Transversalverschiebung im Zusammenhang stehen, ist noch nicht eindeutig abgeklärt. Es scheint, als wäre das ganze Gebiet Yverdon Mormont-Vallorbe in W- oder SSW-Richtung in den Kettenjura eingeschoben worden. Im weitern scheint das Gebiet südlich der Chamblon–Chevressy-Störung infolge des Zusammenschubes intensiver gefaltet als das nördlich anschliessende Gebiet. – Innerhalb unseres Untersuchungsgebietes können keine Anhaltspunkte für eine Datierung dieser Bruchzone gefunden werden. Wahrscheinlich ist sie gleichaltrig wie die Transversalverschiebungen im Kettenjura und hat schon zur Zeit der Jurafaltung gewirkt.

C. Gebiet nördlich der Bruchzone

1. Westlich Yverdon

Wir haben schon darauf hingewiesen, dass die subjurassische Region nördlich der Störungszone wesentlich tiefer liegt als südlich der Störung. Dadurch wurde ein Teil der aquitanen Schichtfolge in der subjurassischen Region vor der Zerstörung bewahrt.

Die am Rande des Kettenjura noch steil einfallende unterste Molasseschichtfolge (20–30°) flacht in Richtung Yverdon aus und zeigt innerhalb unseres Untersuchungsgebietes ein S-Fallen von 5–8°. Soweit die Aufschlüsse reichen, können keine Anzeichen einer Fortsetzung der Chamblon-Antiklinale nördlich der Bruchzone festgestellt werden.

2. Östlich Yverdon

a) Synklinale von Champ-Pittet

Die Falaise entlang dem südöstlichen Ufer des Neuenburgersees, mit ihrer flachen, vorgelagerten Abrasionsterrasse, wird durch horizontale, stellenweise leicht nach SE einfallende aquitane Molasse gebildet. In der Gegend von Champ-Pittet ist ausserdem noch der obere Teil der Gipsmergel aufgeschlossen. Die Lagerung dieser Schichtfolge lässt auf eine schwache Synklinale schliessen, deren Axe mit leichtem Gefälle nach NE, parallel dem Ufer des Neuenburgersees, verläuft. Diese Synklinale ist durch einen flachen SE-Schenkel ausgezeichnet, der allmählich in die Antiklinale von Cuarny überleitet.

b) Cuarny-Antiklinale

Die durch erdölgeologische Untersuchungen und die Bohrung von Cuarny bekanntgewordene Struktur östlich Yverdon, war schon H. Schardt (1902–1910) bekannt. Eine eingehende Beschreibung verdanken wir Arn. Heim (1919). Nach ihm ist die Antiklinale charakterisiert durch einen steilen SE-Schenkel und ein ausgeprägtes Axialgefälle nach NE. Er verweist auf die Möglichkeit, dass sie im NW in eine leichte Mulde überleitet (Synklinale von Grande-Boëne). E. Meyer (1935–36) nimmt eine solche Synklinale als sicher vorhanden an und bezeichnet sie als Grands-Champs-Synklinale. Sie soll nach NW in eine schwach aufgewölbte Antiklinale von Montélaz übergehen. Nach unseren Untersuchungen besitzt die Antiklinale von Cuarny einen sehr breiten, eventuell leicht gewellten Scheitel, ohne dass von einer eigentlichen Doppelantiklinale gesprochen werden kann. Die von Meyer und Heim angegebenen Fallbeträge und Streichrichtungen bei La Perreyre, Rochettes und Grande-Boëne im Grès de Cuarny sind weitgehend auf Kreuzschichtung zurückzuführen. Die konstruktive Verbindung aller Aufschlüsse in den Grès de Cuarny östlich und nordöstlich Cuarny bestätigt einen leicht nach ENE axial einfallenden flachen Scheitel. Die scheinbare antiklinalähnliche Aufwölbung bei Montélaz ist nur lokal durch steil aufgerichtete Molasse entlang der Bruchzone bedingt.

E. Meyer und die Mitarbeiter der PEK wiesen darauf hin, dass der steil einfallende SE-Schenkel der Antiklinale durch die Aufschiebungszone am Vaux-Bach gestört wird. Dies haben auch unsere Untersuchungen bestätigt. Es zeigt sich, dass die Störung nicht nur den SE-Schenkel, sondern sogar die ganze Antiklinale diagonal durchzieht und sie im SE und S begrenzt. Die von Heim bei Riettaz und Montélaz angegebene Querflexur existiert nicht, die Antiklinale wird durch die Störungszone nach oben geöffnet. Sie weist ein Axialgefälle von ca. 4° auf, das sich jedoch in ostnordöstlicher Richtung schnell zu verflachen scheint.

In den Jahren 1936–1941 wurde auf dieser Struktur eine Tiefbohrung auf Erdöl abgeteuft, die in 2228 m erfolglos eingestellt wurde. Die Lage dieser Sondierbohrung muss als ungünstig beurteilt werden. Sie liegt auf einer nach oben geöffneten Antiklinale, kaum 100 m von einem bedeutenden, noch wenig abgeklärten Bruche, dem entlang noch heute Erdgas entweicht.

III. Quartär

A. Pleistocaen

Der Rhonegletscher liess bei seinem Rückzuge nach der letzten Vergletscherung (Würmeiszeit) eine mächtige Grundmoränendecke mit aufgelagerten fluvioglazialen Schottern zurück. Ablagerungen älterer Vergletscherungen fehlen im Gebiete von Yverdon.

Frühere Autoren erwähnen Gletscherschliffe (A. Marlot, 1854; Alb. Heim, 1919) und erratische Blöcke (G. Ritter, 1880, 1883; de Sinner, 1886; Alb. Heim, 1919). In einer Kiesgrube bei Mathod, die viel Kreidematerial aus dem Juragebirge enthält, will H. Schardt (1900) die Endmoräne eines Juragletschers der «Phase de recurrence» (Schardt 1897) erkennen. Spätere Autoren (A. Baltzer 1900; F. Machaček 1905) bezweifeln einen so erheblichen Vorstoss der Juragletscher nach dem Rückzug des Rhonegletschers und deuten diese Erscheinungen als Ufermoränen der alpinen Vergletscherung.

R. Staub (1938) weist auf die Bedeutung von Toteismassen im Gebiete La Sarraz–Yverdon hin. W. Staub (1940, 1948) will dagegen verschiedene Rückzugsstadien des Rhonegletschers erkennen, so z. B. bei Yverdon–Chamblon (1948), Ependes–Mathod (1940). Das Plateau Gressy–Sermuz (500 m) bezeichnet er als Post-Würmterrasse eines grossen Seelandsees, weitere solche Terrassen sollen auf 480 m vorhanden sein (Solothurnersee).

1. Würmeiszeitliche Grundmoräne

Die Grundmoräne der letzten Vergletscherung liegt als mächtige Decke auf dem Molasseplateau südöstlich der Orbe-Ebene. Sie ist aber auch nördlich der Ebene überall anzutreffen, wo sie stellenweise durch eine fluvioglaziale Schotterdecke überlagert wird. Dort, wo sie vorhanden ist, liegen fruchtbare Kulturböden.

Eine Abgrenzung der Moräne gegen Verwitterungslehme der Molasse ist gelegentlich schwierig oder gar unmöglich, wenn in ihr die alpinen Gerölle stark zurücktreten und sie besonders viel aufgearbeitetes Molassematerial enthält. Im Jurafussgebiet treten Gerölle und Blöcke aus dem Juragebirge recht häufig auf. Es handelt sich gewöhnlich um Kreideschutt, der durch Bäche und lokale Juragletscher auf den Rhonegletscher verfrachtet oder von diesem am Mormont-Riegel losgelöst und mitgeschleppt wurde.

Die Mächtigkeit der Moränendecke ist ausserordentlich schwankend. Allgemein gering ist sie innerhalb unseres Gebietes in der subjurassischen Zone. Am Chamblon bleibt sie mit Ausnahme des Gebietes über den Steinbrüchen von Décoppet meist unter 1 m. Relativ dünn ist sie ferner in den Randpartien des mittelländischen Molasse-Plateaus bei Belmont–Gressy–Sermuz, wird nach E aber rasch mächtiger und erreicht in der Gegend Epautheyres–Ursins–Cuarny oft Mächtigkeiten von über 15–20 m, wo sie als typische tonige Grundmoräne ausgebildet ist und zum Teil grosse, eckige Blöcke und gekritzte Geschiebe enthält.

Wallmoränen, Drumlins etc. fehlen innerhalb unseres Untersuchungsgebietes oder sind nur schwach angedeutet (z. B. bei Borgnes nördlich Suscévaz). Die von W. Staub (1940, 1948) erwähnten Rückzugsstadien können weder bei Yverdon noch bei Ependes nachgewiesen werden.

Wie schon R. Staub (1938) bemerkte, kann das Trockentälchen nördlich des Chamblon als eine periglaziale Abflussrinne gedeutet werden. Ähnlicher Entstehung scheint auch der Einschnitt zwischen Montélaz und Haut-de-Baume zu sein. Der Taleinschnitt zwischen Montélaz und dem Bergrücken von Cronay lässt sich als seitliche Abflussrinne des Gletschers gegen Yvonand deuten.

2. Erratika

Die heute noch vorhandenen erratischen Blöcke stellen nur einen kleinen Bruchteil des ursprünglichen Blockreichtums dar. Nur die mit dichtem Buschwald bewachsenen Flanken des Chamblon und der durch die Seeabsenkung entstandene Strandgürtel geben Aufschluss über den ehemaligen Blockreichtum.

Kristalline Blöcke überwiegen. Dabei können gelegentlich Granite aus dem Aarmassiv, häufiger aber typische Vertreter des Mont-Blanc-Massivs beobachtet werden. Die für das Gebiet des Rhonegletschers so bezeichnenden Smaragdit-Saussurit-Gabbros und Eklogite sind eher selten. Auffallend ist der Reichtum an Vallorcinekonglomeraten, die einen erheblichen Prozentsatz der grösseren Findlinge ausmachen. Als weitere sedimentäre Blöcke sind vereinzelt Pélerin-Konglomerate und in der Jurafusszone zwei Kreidekalkblöcke aus dem Juragebirge gefunden worden.

3. Fluvioglaziale Schotter

Wie unsere Untersuchungen zeigen, treten in der Fortsetzung der von W. Custer (1928) und neuerdings auch von D. Aubert (1950) beschriebenen Schotter zwischen La Sarraz und Valeyres-sous-Rances auch in der Gegend westlich Yverdon weitere Vorkommen auf. Diese bedeutende fluvioglaziale Schotterdecke bildet das Plateau von Villars sous Champvent–Montagny–Valeyres sous Montagny und liegt über der Grundmoräne.

Schön aufgeschlossen sind diese Schotter in der Grube über La Brinaz nördlich P. 480,5 (537,08/182,85).

Es handelt sich wahrscheinlich um glaziale Stauschotter, die an den Gletscher oder an Toteismassen, die am Fusse des Juras liegen blieben (R. Staub 1938), geschwemmt wurden.

Ob sich die Schottervorkommen bei Champ-Vully nordöstlich Rances in unser Untersuchungsgebiet bei Trones–La Ruche (nordwestlich Mathod) fortsetzen, lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen. Südwestlich Mathod lassen Lesesteine auf dem Felde bei Praz-Beney auf Schotter oder verschwemmte Moräne schliessen.

B. Holocaen

1. Felsstürze, Rutschungen und Schlipfe

Felsstürze beschränken sich fast ausschliesslich auf die Kreidekalke des Mont de Chamblon und sind unbedeutend. Östlich Uttins stürzte ein Pierre-jaune-Komplex ab (vgl. Tafel I). Kleinere Sturzblöcke von Marbre bâtard findet man bei Moulinet.

Rutschungen und Schlipfe sind dagegen weit verbreitet und dort am ausgedehntesten, wo die Berghänge durch die «Serie der untern bunten Mergel» gebildet werden, so vor allem an den Talhängen nördlich der Orbe-Ebene zwischen Champvent und Mathod, im Tälchen der Mujon und Le Bey. Ausgedehnte Rutschungen beobachtet man südlich der Orbe-Ebene an der Falaise in der Umgebung von Ependes und bei Calamin (südöstlich Yverdon). Dort, wo die Bäche sich tief in das Molasseplateau einerodiert haben, sind die Talflanken auch in den oberstampischen und aquitanen Serien fast immer stark versackt (Buron, Nioccaz, Le Vounoz und Vaux-Bach). Wo die Molasse im gleichen Sinne wie die Berghänge steil aufgerichtet ist, rutschten ganze Schichtpakete ab; so sind z. B. östlich Yverdon zwischen Beauregard und Bel-Air die Sandsteine der obern Gipsmergel stark verrutscht.

2. Verwitterungsbildungen, Gehängelehm

Die Verwitterungsbildungen am Chamblon sind überall dort, wo die Unterlage durch Pierre jaune, Valanginien- oder Berriasienkalke gebildet wird, sehr gering; diese unfruchtbaren Böden werden von Buschwald bewachsen. Der grösste Teil der Chamblon-Oberfläche wird aber von Mergelkalken und Hauterivienmergeln eingenommen, die fruchtbare Getreideböden bilden. Eigentliche Molasse-Verwitterungsböden sind infolge Moränenbedeckung in unserem Untersuchungsgebiete selten; sie bilden meist sandige, leichte, unfruchtbare Waldböden.

Die Talränder werden allgemein von einer bedeutenden Gehängelehmdecke überlagert. Diese Abschwemmungsprodukte der tonigen Molasse und Moräne wurden früher an mehreren Stellen als Ziegeleitone abgebaut, so in Mathod, bei Pommeret und Praz-Floret, südlich Yverdon bei Valentin und im Schwemmkegel der Brinaz bei Chamard.

3. Postglaziale Schotter

Im tiefeingeschnittenen Tallauf des Buron wurden verschiedene Schotterterrassen beobachtet, die man vor allem im untern Talstück zwischen Le Bas-des Monts und der obern Strassenbrücke (463 m) in verschiedenen Gruben ausgebeutet hat. Die Aufschotterung durch verschwemmten Glazialschutt kann wohl am ersten durch Stauung des Buron infolge Gehängerutschungen erklärt werden. Später durchsägte der Fluss diese Hindernisse und erodierte sich in die von ihm gebildeten Schotterebenen, so dass diese nur noch als Terrassenrelikte zurückblieben. Solche hochgelegene Schotterterrassenrelikte lassen sich bei der Einmündung des Seitenbaches von Champs-Magnin beobachten.

4. Quelltuff

Die Quelltuffvorkommen sind allgemein unbedeutend; sie lassen sich an fast allen Schichtquellen der Molasse beobachten (Falaise, linker Talhang des Buron). Grössere Quelltuffvorkommen sind bei Grayses westlich Ursins und bei Quellaustritten über den Hauterivienmergeln am nördlichen Hang des Chamblon bei Sagnes und westlich Bois-Basset (vgl. Tafel I) zu erwähnen. A. Jaccard (1869) erwähnt eine Quelltuffgrube bei Mathod, welche ausgebeutet wurde, aber heute nicht mehr bekannt ist. Es dürfte sich vermutlich um die Quelltuffe handeln, die sich beim Grundwasseraufstoss Semorailles östlich Mathod bildeten, der heute gefasst ist.

5. Ablagerungen der Orbe-Ebene

Die Orbe-Ebene hat seit langem das Interesse der Geologen und Kulturingenieure erweckt (L. Gonin, 1859; A. Jayet, 1862; J. R. Schneider, 1881 etc.).

Eine Zusammenfassung aller wichtigen quartärgeologischen Untersuchungen verdanken wir W. Lüdi (1933, 1935).

Im Auftrage der Studienkommission des Rhone-Rhein-Schiffahrtsverbandes führte H. Jäckli eine Anzahl geologischer Bodensondierungen in der Orbe-Ebene aus. Wir hatten Gelegenheit, diesen Sondierungen beizuwohnen. In einer Zusammenfassung hat Jäckli (1950) die wichtigsten Resultate seiner Untersuchungen veröffentlicht.

a) Schotter. Man trifft sie vor allem an den Rändern als kiesige Schuttfächer; sie sind oft Grundwasserträger. Im Marais von Suchy etwas südlich unseres Untersuchungsgebietes fand man anlässlich einer Grundwasserfassung unter 8 m Seebodenlehm und Torf Schotter, die sich in unser Gebiet fortzusetzen scheinen. Ein weiteres Schottervorkommen wurde unter gleicher Bedeckung am nördlichen Fusse des Chamblon bei Moulins Chapuis und Cosseau gefunden, das ebenfalls Grundwasser führt. Auch

scheint sich der Schuttfächer der Orbe unter Torf und Seebodenlehm in unser Gebiet fortzusetzen. Sondierung Nr. 11 (177,285/532,880) (Jäckli 1950) erreichte den Schuttfächer in 5,3 m Tiefe.

b) **Seebodenlehm, Seekreide.** Im zentralen Teile der Ebene und abseits der gefällreichen Bäche mit grober Kiesschüttung lagerten sich Feinsande, Schlammsande und tonige Seebodenlehme als Flusstrübe im ruhigen Wasser ab. Wie die Untersuchungen von Jäckli zeigen, ist allgemein eine Abnahme der Korngrösse nach oben zu beobachten; die obersten Ablagerungen gehen dabei oft in geringmächtige Seekreiden über. Diese wasserundurchlässigen Schichten über den Schottern führen oft zu stark gespannten Grundwasserspiegeln.

c) **Flachmoortorf.** Der weitaus grösste Teil der Orbe-Ebene wird durch ausgedehnte Flachmoortorfbildungen eingenommen, die am Rande der Ebene gewöhnlich von Schwemmlehmkegeln überlagert werden. In den randlichen Partien konnten Torflager bis zu 7 m Dicke bestimmt werden, im zentralen Teile dürften sie noch mächtiger sein. Jäckli (1950, Fig. 2) bestimmte die älteste Torfbildung als föhrenzeitlich; die mechanische Sedimentation scheint zu dieser Zeit im untern Teile der Ebene bereits zur Hauptsache beendet gewesen zu sein. Für den Abschluss der Torfbildung kommt er auf gleiche Resultate wie Lüdi.

d) **Schwemmlehm und Schuttkegel.** Die Schwemmlehmbildungen beschränken sich vor allem auf die Ränder der Ebene. Nur im Gebiete der grossen Schwemmkegel des Ependes-Baches, des Buron und Mujon überdecken sie die Torfbildung bis weit in die Ebene hinaus. Weiter sind entlang des ehemaligen Thièle- oder Orbe-Laufes überall Schwemmlehm- und Sandbildungen zu beobachten. Durch diese Ablagerungen kam das alte Flussbett um 1–3 m über die tiefsten Teile der Ebene zu liegen, die bei Hochwasser überflutet wurden. Die Schwemmlehmbildungen an der SW-Ecke des Untersuchungsgebietes gehören einerseits dem Orbe-Schwemmkegel und anderseits den flachen Lehmkegeln der Bäche vom mittelländischen Plateau in der Gegend Essert–Pittet–Chavornay an.

Die Flüsse Buron, Mujon, Le Bey und der Ependes-Bach flossen früher in den alten Orbelauf. Ihre ehemaligen Bette sind heute noch zu beobachten oder aus Schwemmlehmbildungen zu rekonstruieren. Sie bilden meist flache Schwemmlehmkegel mit wenig Geschiebe; einzig der Buron hat einen ausgesprochen kiesigen Schuttkegel, der jedoch durch dünne, rezente Schwemmlehme verdeckt ist. Das alte kiesige Flussbett wurde vom Bahntracé bei En Gravaz angeschnitten (A. Jayet, 1862) und liess sich auch noch im Stadtuntergrund nachweisen.

e) **Strandbildungen.** Eine fast 2 km breite Zone mit Strandbildungen schliesst die Orbe-Ebene gegen den Neuenburgersee ab. Auf diesen Strandbildungen haben die Römer Ebrodunum gegründet und steht das heutige Yverdon.

Diese Strandfazies wird einerseits durch Strandwälle gebildet, die durch schmale Flachmoortorfstreifen und Sande voneinander getrennt werden. Ihnen schliesst ein 800 m breiter lakustrer Sandgürtel an, der diese Wälle vom heutigen Seeufer trennt.

Erste Beobachtungen von «Dünen» gehen auf G. de Razoumowsky (1789) zurück. Diese Bildungen wurden erstmals von L. Gonin (1859) kartiert. A. Jayet (1862) erkannte, dass es sich wahrscheinlich um Strandwälle und nicht um Dünen handelt, wie Alb. Heim noch 1919 annahm. G. Ritter (1880) glaubte, die Sande in diesen Strandwällen stammten hauptsächlich aus glazialen Bildungen alpiner Gletscher. J. Früh und C. Schröter (1904) stellten dagegen fest, dass diese Sande kalkreich sind und zur Hauptsache aus jurassischem Material bestehen. Nach diesen beiden Autoren sollen die Sande durch die Brandung vom ca. 6 km entfernten Arnon-Delta hertransportiert worden sein. W. Lüdi (1933, 1935), der alle frühern Deutungsversuche zusammenfasst, nimmt neben Wind- und Wellentransport vor allem Seespiegelschwankungen (Seeniveau, das 20 m über dem heutigen lag) als Ursache dieser besondern Strandfazies an. Anhand einer Anzahl von Bohrungen gelingt es H. Jäckli (1950), ein Profil durch diese Bildungen zu konstruieren, das sie eindeutig als Strandwälle charakterisiert.

Strandwälle: Es lassen sich vier getrennte Strandwälle unterscheiden. Der westlichste, der nur nördlich der Orbe zu beobachten ist, besteht hauptsächlich aus Sand und ist stellenweise durch Torf

überdeckt. Ausgeprägter ist der zweite Wall, der die Umgebung um etwa 1–1,5 m überragt. Er besteht hauptsächlich aus sehr gut gerolltem Feinkies, der lagenweise vollkommene Aufbereitung zeigt. Die Schichtung fällt mit 8–10° in der Richtung zum See. Schichtweise sind Muscheltrümmer und verkohltes Schwemmholz angereichert. Der dritte Strandwall hebt sich nur wenig von der Ebene ab, ist aber breiter. Er wird am Canal du Bey vom Brinaz-Schuttkegel überlagert; südlich der Orbe stehen der Stadtteil «Jordils» und die Überreste des römischen Ebrodunum auf ihm, auch scheinen die römischen Verbindungsstrassen auf diesem Strandwall gelegen zu haben. Auf dem vierten, bedeutendsten Strandwall liegen der mittelalterliche Stadtkern sowie die Strassenverbindung gegen Grandson. A. Jayet schreibt 1862, dass dieser Strandwall durch Gruben und Überbauung schon stark zerstört war. Der Wall zieht von Les Tuileries gegen Yverdon-Clindy und kann bis Champ-Pittet beobachtet werden. Er besteht hauptsächlich aus Schottern, die über Strandsanden liegen.

Die Entstehung dieser Strandwälle hat Lüdi abgeklärt. Sie stellen durch die Brandung des Neuenburgersees zu Wällen angehäuftes Material dar, das die Flüsse am Rande der Ebene in Schuttkegeln ablagerten. Dabei haben Seespiegelschwankungen eine bedeutende Rolle gespielt. Unsere Untersuchungen zeigten, dass das Material nördlich der Orbe zu einem erheblichen Teile aus jurassischem Kalkmaterial besteht, welches wahrscheinlich von der Brinaz hertransportiert wurde, oder das von den zwischen Montagny und Grandson liegenden fluvioglazialen Schottern ausgespült wurde. Durch die Dünung, die schräg zum Ufer verlief, wurde dieses Material zu Strandwällen in südlicher Richtung verfrachtet. Die Möglichkeit, das Arnon-Delta als Lieferant des jurassischen Materials anzunehmen, scheint unwahrscheinlich, da eine Verfrachtung von 6 km entlang der Steilküste von Grandson durch Wellentransport nicht wahrscheinlich ist.

Das südlich der Orbe liegende Kiesmaterial in den Strandwällen scheint eher vom Buron als von der Orbe transportiert zu sein, da fast nur alpines Material neben einigen Süsswasserkalk- und Dolomitgeröllen aus der Molasse beobachtet wurde, während im Schuttkegel der Orbe beim Austritt in die Ebene das jurassische Material bei weitem überwiegt.

Strandsand: Wie die Bohrungen von Jäckli zeigten, liegen die Strandwälle auf einem homogenen lakustren Feinsand, der nach unten in Schlammsand übergeht und oft lehmige Horizonte enthalten kann. Sande liegen auch zwischen den beiden seewärtsliegenden Strandwällen, ferner bilden sie den etwa 800 m breiten Gürtel zwischen dem jüngsten Strandwall und dem heutigen Strande. Dieser Strandgürtel gehört der jüngsten Verlandung an und wurde hauptsächlich durch die Juragewässerkorrektion trockengelegt. Der mittelalterliche Stadtkern stand, wie aus Chroniken, alten Zeichnungen und Karten hervorgeht, noch direkt am Seeufer. Aus diesen Dokumenten darf man auch schliessen, dass die ersten helvetischen bis römischen Siedlungen auf dem zweitinnersten Strandwall direkt am See lagen. In diesem Falle muss sich der jüngste Strandwall erst im frühesten Mittelalter gebildet haben.

f) Seespiegelschwankungen. Wir verweisen vor allem auf W. Lüdi (1933, 1935) und F. Antenen (1936), die sich eingehend mit den Seespiegelschwankungen der Jurafuss-Seen befassten. Sowohl die Untersuchungen von H. Jäckli (1950) wie auch unsere Beobachtungen in der Orbe-Ebene haben keine Beweise für frühere bedeutend höhere Seeniveaux geliefert, wie sie für die Jurafuss-Seen angegeben werden [A. Jaccard, 1869 (+ 30 m); A. Favre, 1883 (+ 20 m); Th. Bieler, 1902 (+ 10 bis + 13 m); W. Staub, 1940 (+ 70 bis 90 m) und (+ 20 m)].

Unsere Beobachtungen zeigten einzig auf Kote 435,5 m (neuer Wert) am Fusse des Chamblon eine ausgeprägte alte Strandterrasse (vgl. Tafel I). Diese kann eventuell der Seespiegelschwankung, die W. Lüdi für das mittlere Neolithikum angibt (ca. 437,5 m, neuer Wert) entsprechen. Vor dieser Strandterrasse liegt die Pfahlbaustation Uttins (F. Troyon, 1855; L. Rochat, 1860).

g) Folgen der Melioration der Juragewässerkorrektion. Über die Geschichte der Melioration der Orbe-Ebene und Juragewässerkorrektion berichten A. Jayet (1862), R. Schneider (1881) und A. Peter (1922). Die Absenkung des Neuenburgersees (1876–1880) von 432 auf 429 m (neuer Wert) wirkte sich erst nach Entfernen der Mühlen bei Yverdon (1884) aus, da diese die Orbe südlich Yverdon künstlich stauten.

Die durch die Absenkung des Grundwasserspiegels erreichte weitgehende Trockenlegung der Torfgebiete bewirkte erhebliche Setzungserscheinungen, die heute einen Teil der Korrektion wieder kompensiert haben. So lagen die tiefsten Teile beim Höchststand des Neuenburgersees im Jahre 1950 wieder unter Wasser. Die Senkungserscheinungen der Ebene lassen sich sehr schön an fundamentierten Brücken und Kanalisationen erkennen. Das Amt für Wasserwirtschaft hat diese Absenkungen vermessen; man stellte dabei Setzungsbeträge auf weite Strecken fest, die weit über 1 m betrugen. Die tiefsten Teile der Ebene liegen heute (1936 vermessen) auf ungefähr 431 m (neuer Wert), also kaum mehr als 1,5 m über dem mittleren Seestand.

C. Hydrogeologie

1. Thermal- und Mineralquellen

Die ältesten Angaben über die Geologie der Umgebung von Yverdon beziehen sich fast ausnahmslos auf die südöstlich der Stadt gelegene thermale Schwefelquelle. Sie war schon den Römern bekannt. Ausgrabungen förderten 1823 ein Bad mit guterhaltener Heizanlage zutage (H. Schardt 1902–1910), doch scheint die Quelle später wieder in Vergessenheit geraten zu sein. Die ersten schriftlichen Angaben finden wir im «Registre du Conseil de ville d'Yverdon» aus dem Jahre 1545. Ein ausführliches Werk über das Bad verdanken wir H. Olloz (1840), auf dessen historischen Überblick wir besonders hinweisen möchten.

Eine fast vollständige Zusammenfassung der frühern Literatur und wichtigeren Analysen bis 1883 finden wir in der Arbeit des Badearztes A. Mermond (1883). H. Schardt (1902–1910) stellte fest, dass die Quelle aus einer torfhaltigen Kiesbank zwischen zwei Tonlagern entspringt und nicht, wie bisher angenommen, aus der Molasse, die nach E. Gagnebin (in J. Cadisch 1936) auch in 20 m Tiefe noch nicht angetroffen wurde. Ferner beobachtete Schardt im Quellschacht noch andere subthermale Quellen von 14,5° C. Schardt gibt den Ertrag mit 200 l/Min. an. R. de Girard und R. de Buman (1913) weisen auf einen eventuellen Zusammenhang der Badequelle mit der in Cuarny gefundenen, aber nicht gefassten Quelle hin, die den gleichen Mineralbestand aufweist. Arn. Heim (1919) vermutet ihren Ursprung in der von ihm postulierten Antiklinale unter den Schottern der Orbe-Ebene und setzt eine Ursprungstiefe von ca. 400 m voraus. Seiner Arbeit sind auch die Resultate der Badequellenuntersuchung von Hartmann (1919) beigegeben, die den relativ hohen Kochsalzgehalt zeigt. J. Cadisch (1936) weist auf ein Erdbebenzentrum am obern Neuenburgersee hin, stellt jedoch fest, dass die Quelle bis heute noch mit keiner grossen tektonischen Störung in Beziehung gebracht werden kann.

Im Jahre 1902 wurde in der Nähe der Badequelle bei Grabarbeiten eine neue Mineralquelle entdeckt (W. Decker 1916). Man fasste die Quelle in 8 m Tiefe als «source de la prairie». Die Quelle soll nach E. Gagnebin (briefliche Mitteilung an Herrn Prof. J. Cadisch) aus Richtung Montriant herfliessen.

Im neuesten Werke über die schweizerischen Thermal- und Heilquellen (Mineral- und Heilquellen der Schweiz 1937) sind die alten Analysen wiedergegeben und auf die neuen internationalen Normen umgerechnet.

Thermalquelle Yverdon (Source romaine, Badequelle)

Unsere Untersuchungen zeigten, dass die Therme wahrscheinlich auf einer bedeutenden tektonischen Störungszone liegt und offenbar mit dieser in Beziehung gebracht werden kann. Es scheint, dass der thermale Anteil dieser Quelle mit andern, ebenfalls auf dieser Störungszone liegenden Vaucluse-Quellen am Chamblon in Verbindung steht, welche zum Teil subthermalen Charakter zeigen. Die höhere Temperatur verdankt die Badequelle dem bedeutend längern und wahrscheinlich auch tieferen Weg entlang der Bruchzone. Das Thermalwasser scheint somit seinen Ursprung im Marais de Baulmes zu haben, von

dem wahrscheinlich auch ein Teil der organischen Substanzen, wie z. B. die Humussäure, stammt (die natürlich auch zum Teil aus der Orbe-Ebene selber herrühren könnte, weil die Fassung in Alluvionen liegt). Ein direkter Zusammenhang könnte jedoch nur mittels Färbung bewiesen werden. Leider wurde bei der von Schardt ausgeführten Färbung der Vaucluse-Quellen des Chamblon die Therme nicht beobachtet, weil man damals solche Zusammenhänge nicht vermutete. Die subthermalen Quellen im Brunnschacht dagegen scheinen, nach dem Charakter ihrer Mineralisierung zu schliessen, aus der brackischen Molasse zu stammen (Dolomitzone und Gipsmergelserie) und entlang der Bruchzone aus der Gegend östlich Yverdon zu fliessen. Auch der Steinsalzgehalt kann aus diesen durch Eindämpfungsrückstände brackischer Lagunen charakterisierten Molassefolge stammen, wenn auch heute in der aufgeschlossenen Verwitterungszone nirgends Steinsalz nachgewiesen werden konnte. Ein Chloridgehalt, der wahrscheinlich auch von Steinsalzen stammt, wurde z. B. auch an einer Schichtquelle in der Gipsmergelserie der Buronschlucht östlich Epautheyres mittels $AgNO_3$ eindeutig nachgewiesen. Weniger wahrscheinlich scheint die Annahme, dass der Steinsalzgehalt aus der Trias stammt, die, aus den Resultaten der Bohrung von Cuarny zu schliessen, in über 2500–3000 m Tiefe liegt. Eine Analyse dieser Quelle findet sich in: Mineral- und Heilquellen der Schweiz (1937), p. 185.

Mineralquellen

Arkina-Quelle: Der Ertrag dieser Quelle wird heute in grossen Zementbehältern gefasst und in Flaschen als Mineral- und Tafelwasser «Arkina» abgefüllt. Die Quelle liegt 250 m nördlich des Bades, wo sie in 8 m Tiefe zwischen stampischer Molasse und der Grundmoräne gefasst ist und einen Ertrag von 60 l/Min. liefert. Das Wasser weist eine Temperatur von 10,7° C auf (andere Bestimmungen 9° C) und besitzt eine Gesamtmineralisierung von 1,13659 g/l (im wesentlichen $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $SO_4^{\cdot\cdot}$, $HCO_3^{\cdot}$-Ionen). Auffallend ist der $MgCO_3$-Gehalt mit 0,26920 g/l. Es ist somit naheliegend, dass auch diese Mineralisierung aus der brackischen Molasse (Dolomitzone und Gipsmergelserie) stammt; dafür spricht vor allem auch der hohe Gipsgehalt ($CaSO_4$, 0,60013 g/l). Auch diese Mineralquelle dürfte mit der tektonischen Störung in Verbindung stehen; sie ist vermutlich über dem nördlichen Begrenzungsbruch gefasst, dem entlang das Wasser aus der Gegend Floreyres–Beauregard herfliesst. Die nördlich der Vounoz anstehende Molasse bei Montriant/Floreyres gehört der Gipsmergelserie an und fällt gegen den nördlichen Begrenzungsbruch der Störungszone. Die mit Gips beladenen Sickerwässer aus dieser Zone werden in der Tiefe wahrscheinlich entlang der Dolomitzone gegen den nördlichen Begrenzungsbruch fliessen, der dieses mit mineralischen Stoffen beladene Wasser in Richtung Yverdon ableitet.

Zur Prüfung, ob die Mineralisierung der Arkina-Quelle aus der Dolomit- und Gipsmergelserie stammen könnte, wurden zwei Schichtquellen (eine als Trinkwasser gefasste östlich Yverdon und eine ungefasste bei Ependes), die unmittelbar unter den Dolomithorizonten austreten, auf ihre Mineralisierung untersucht. Sie zeigen ein ähnliches $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $SO_4^{\cdot\cdot}$, $HCO_3^{\cdot}$-Verhältnis, aber eine stärkere Gesamtmineralisierung als die Arkina-Quelle. Vgl. die Analyse der «Source Arkina» in: Mineral- und Heilquellen der Schweiz (1937), p. 184.

Mineralquelle Cuarny: A. Jaccard (1869) weist auf eine gasreiche, schweflige Quelle hin, die auch der «Conservateur Suisse» (R. Girard & R. Buman, 1913) erwähnt. Sie lag bei der Gasquelle Cuarny. Nach C. Schmidt (1917) beträgt die Schüttung in einem von ihm ausgeführten Schacht ½ l Min. und ist mit einem brennbaren Gas beladen. Nach A. Hartmann (1919) besitzt dieses Wasser eine Gesamtmineralisierung von 0,331 g/l, die zu erheblichem Teile aus Sulfaten besteht. Heute ist der Schacht zugeschüttet, und es entweicht nur noch das Gas durch ein Rohr.

2. Vaucluse-Quellen am Chamblon

Die grossen Quellen mit einem Ertrag von mehreren tausend Minutenlitern am Fusse des Chamblon sind schon S. Chavannes (1854 *b*) aufgefallen. Erst H. Schardt (1888) sprach jedoch die Vermutung

aus, das Einzugsgebiet dieser Quellen liege nicht am Chamblon selber, sondern in der Gegend des Juras. Das durch Humusstoffe gelblich gefärbte Quellwasser liess ihn den Ursprung dieser Quellen im Marais de Rances am Fusse des Juras vermuten. Diesen Zusammenhang konnte er (1898 *a*) durch Färben mit Fluorescein mehrmals nachweisen (1910). Die Entwässerung dieses Moores südlich Baulmes erfolgt durch einen Bach, der sich bei Creux am Fusse des Kreidevorkommens von Feurtille mit 6000–30 000 l/Min. in einem Trichter verliert. Schardt glaubte, die unterirdische Verbindung erfolge durch die klüftigen Valanginienkalke, weil am Chamblon überall dort die Vaucluse-Quellen auftraten, wo diese Kalke topographisch am tiefsten von den Hauterivienmergeln entblösst anstehen, wie z. B. in Moulinet und Cosseau. Wir möchten auf Schardts Arbeit von 1898 *a* besonders hinweisen, in welcher er neben einer Beschreibung einzelner Quellen auch eine Anzahl Detailskizzen wiedergibt. Eine Zusammenfassung der wichtigsten Resultate, die noch durch unsere eigenen Untersuchungen ergänzt werden, gibt Tabelle IV wieder.

Tabelle IV

Vaucluse – Quellen am Chamblon

	Koordinaten	Höhe			Temperatur 1949 Januar	April	Juni	Sept.	Durchschnittlicher Ertrag l/Min. [2]	Gefasst von
Entonnoir bei Creux Feurtille	530,575/181,875	606	Portland Austritt	Bruch	02,5	04,0	08,5	05,6	6000–30 000 versickern	
Moulinet: Quellen										
1. östl. Quelle	535,317/181,767	459	Hauterivien	Bruch	11,6	11,7	—	—		—
2. östl. gef. Quelle	535,302/181,771	448	Berriasien		11,1	11,1	11,2	11,2		Yverdon
3. westl. gef. Quelle	535,294/181,773	448	Berriasien	Brüche	11,1	11,1	11,2	11,2		Yverdon
4. alte Mühlquelle	535,286/181,770	447	Berriasien	und	11,1	11,1	11,2	11,2	6000–8000	—
5. ungef. Quelle	535,281/181,769	443	Berriasien	Klüfte	11,2	11,1	11,3	—		—
6. Quellgruppe	535,249/181,770	441	Berriasien		11,2	11,2	11,3	11,4		—
7. westl. Quelle [1]	535,200/181,772	440	Berriasien		11,3	11,3	11,3	11,4		—
Moulin Cosseau:										
1. Unt. gef. Quelle	536,890/181,550	438	Spaltenfül.	Bruch	12,2	11,8	11,8	11,9	2000–5000	Yverdon
2. Ob. gef. Quelle	536,900/181,530	439	Berriasien	Bruch	14,3	14,4	14,5	14,3		Yverdon
3. Brunnquelle	536,920/181,530	439	Berriasien	Bruch	14,0	13,9	14,1	14,0	200	Brunnen
4. Uttins-Quelle	537,060/181,370	436	Hauter.?	Bruch?		14,0				Chamblon
Blancherie-Quelle:	536,500/181,680	440	Hauter.?	Bruch?		13,1			100	St. Georges
Décoppet-Quelle:	534,545/181,055	464	Val./Haut.	?	09,5	10,0	10,5	10,4	1000	Mathod
Therme Yverdon:	539,680/180,300	440	Alluvionen	Bruch?		24,1			200	Bad

Ertragsmessungen der Quellen Moulinet in l/Min. [3]:

am	5. 9. 1948	ca. 12 000 + ca. 5000	gefasst
	16. 4. 1949	ca. 1 000 + ca. 1000	
	1. 6. 1949	ca. 2 000 —	
	13. 8. 1949	ca. 800 —	
	5. 2. 1950	10 000 + ca. 4000	

Färbversuch mit Fluorescein von H. Schardt (1898 *a*, 1899, 1910)

1. 5. 1898: 40 Std.
10. 6. 1898: 40 »
5. 8. 1899: 150 » (Niederwasser-Stand)
vom Entonnoir bei Feurtille bis Grange Décoppet

[1]) Daneben viele kleine Wasseraustritte.
[2]) Messungen teilweise von H. Schardt (1898*a*).
[3]) Ausgeführt in den Abflusskanälen bei den Punkten (535,350/181,950) und (535,400/181,850).

Unsere Untersuchungen zeigten, dass mit einer einzigen Ausnahme sämtliche Quellen dort auftreten, wo die grosse Bruchzone Chamblon–Chevressy den Fuss des Chamblon schneidet, wie dies bei Moulinet und Moulin Cosseau der Fall ist. Auch der Versickerungstrichter südlich Baulmes liegt auf einer Verwerfung, die mit der grossen Störungszone in Verbindung steht (Figur 1 und Fig. in Rutsch, 1952, p. 162). Der unterirdische Wasserweg zwischen dem Entonnoir und den Vaucluse-Quellen am Chamblon scheint somit entlang der Bruchzone zu verlaufen und steht wahrscheinlich auch mit der Thermalquelle von Yverdon in Verbindung. Einzig die Quelle von Décoppet kann mit keinem direkt beobachtbaren Bruche in Verbindung gebracht werden; dabei ist noch auffallend, dass die Färbung an dieser Quelle nach Schardt ungefähr zwei Stunden früher beobachtet wurde als in Moulinet.

3. Schichtquellen

Am Chamblon sind vor allem die Hauterivienmergel und am S-Fuss auch noch die Marnes d'Uttins Quellhorizonte. Die Schichtquellen sind jedoch heute bedeutungslos; einzig die Gemeinde Montagny benützt noch eine solche Quelle bei Sagnes (535,75/181,65).

Auch die Schichtquellen in der Molasse sind von geringer praktischer Bedeutung. Da die Molasse-Serie hauptsächlich aus tonigen, wenig durchlässigen Schichten besteht, tritt eine grosse Zahl unbedeutender Quellen auf. Ausgesprochene Quellhorizonte mit grossen Sammelgebieten sind selten; nur im Aquitanien, wo viele durchlässige Sandsteinbänke nahe der Oberfläche liegen, treten auf tonigen Zwischenschichten Quellen mit grösseren Einzugsgebieten auf. Solche sind meist für Gruppenversorgungen gefasst worden, wie z. B. am NW-Berghang zwischen Cuarny und südlich Ursins.

4. Grundwasser

Nutzbare Grundwasservorkommen treten nur an den randlichen kiesführenden Partien der Orbe-Ebene auf; so liegt z. B. eine Grundwasserfassung südlich unseres Untersuchungsgebietes bei Essert-Pittet. Grundwasserführend ist weiter das kleine Tälchen nördlich des Chamblon. Nach Angaben Schardts lag unmittelbar östlich Mathod ein Grundwasseraufstoss (der eventuell aus dem Tal der Mujon stammt), der zu Trinkzwecken gefasst ist. Die vom Service industriel d'Yverdon ausgeführten Bohrungen auf Grundwasser bei den Moulins Chapuis und Cosseau ergaben einen bedeutenden, gespannten Grundwasserstrom (Pumpversuch: 5000 l/Min. 2,4 m Absenkung des Grundwasserspiegels). Dieses Grundwasser konnte jedoch nicht zu Trinkzwecken verwendet werden, da der Gehalt an H_2S und Alkalisulfiden zu gross war (nach Gutachten E. Gagnebin entstanden durch Reduktion von Gipswassern aus der Molasse durch Humussäuren). Vielleicht wird ein Teil dieses Grundwasserstromes durch unterirdische Vaucluse-Quellen gespeist, die entlang der Bruchzone austreten [1]). Die in der Talmitte bei Yverdon ausgeführten Bohrungen auf Grundwasser blieben in einem lehmigen Schlammsand ergebnislos (vgl. H. Jäckli, 1950).

Ohne Bedeutung für die Grundwassernutzung zu Trinkzwecken ist das von der Vorflut abhängige Grundwasser in den zentralen Teilen der Orbe-Ebene. Grundwasser ist ferner in der Ebene östlich Pomy und nordwestlich Cronay vorhanden, das von den dortigen Wasserversorgungen genutzt wird.

Anhang: Gruppenversorgungen

Das Gebiet von Yverdon ist verhältnismässig arm an Niederschlägen (weniger als 90 cm Jahr) und damit auch arm an ertragreichen Quellen. Da die meisten Ortschaften auf den Anhöhen liegen, haben die Gemeinden schon recht früh Gruppenversorgungen erstellt, die das Wasser oft aus weiter Entfernung im Eigengefälle herleiten oder pumpen.

a) Seewasser. In Ermangelung geeigneten Grund- und Quellwassers hat die Gemeinde Yverdon 1944/45 in der Nähe von Grandson ein Wasserwerk erstellt, das Seewasser emporpumpt und filtriert. Mittels einer Zwischenpumpstation wird das Trinkwasser in das grosse Reservoir bei Floreyres gepumpt.

b) Grundwasser wird in der Orbe-Ebene bei Essert-Pittet gefasst (1948) und nach Suchy gepumpt, von wo es in das Reservoir der Gemeinde Ependes fliesst und später auch die Gemeinden Belmont und Gressy versorgen soll. Kleine Grundwasservorkommen nutzen ferner die Gemeinden Mathod, Pomy, Cronay und Villars-Epeney.

c) Wasser der Vaucluse-Quellen am Chamblon wird von verschiedenen umliegenden Gemeinden gefasst und in ihre Reservoire gepumpt. Mathod und Suscévaz nutzen die Quelle Décoppet, die Gemeinden

[1]) Vgl. Differenz zwischen Versickerung bei Creux (6–30 000 l/Min.) und Ertrag der Vaucluse-Quellen (13 000 l/Min.) in Tabelle IV.

Yverdon und Montagny diejenigen von Moulinet und Cosseau, und die Gemeinden Chamblon und Treycovagnes haben die Vaucluse-Quelle bei Uttins gefasst.

d) Molasse-Quellwasser. Die meisten übrigen Gemeinden benutzen Quellwasser, das hauptsächlich aus der Gegend Cronay–Ursins–Essertines herstammt. Die Gemeinde Champvent hat schon sehr früh ihr Trinkwasser aus Quellen herbeigeleitet, die westlich Baulmes am Fusse des Juras liegen.

D. Flussverlegungen

Auf Flussverlegungen durch Anzapfungen in der Umgebung von Yverdon verwies erstmals Th. Bieler (1904 *a*, 1904 *b*). Er zeigte, wie durch regressive Erosion eines Seitenarmes des R. de Peny die La Brinaz bei Essert sous Champvent rechts von der Seite her angezapft wurde und heute ihr Wasser Richtung Valeyres ableitet, während sie früher, wie heute noch ein ausgetrockneter Tallauf zeigt, hinter dem Chamblon bei Moulinet die Orbe-Ebene erreichte. Ähnliche Anzapfungen stellt er bei Vuitebœuf durch den Aron fest, dessen heutiger Oberlauf früher das im Jura gelegene Einzugsgebiet der La Brinaz darstellte. Für Einzelheiten verweisen wir auf die Arbeiten Bielers.

Eine weitere Flussverlegung durch Anzapfung ist nördlich Valeyres-sous-Ursins vorhanden. Der unterste rechte Seitenbach des Buron (La Nioccaz) hat sich entlang des Buronbruches tief einerodieren können und hat schliesslich bei Les Vaux den Wasserlauf angezapft, der sich früher in nördlicher Richtung bei Calamin in die Orbe-Ebene ergoss.

IV. Nutzbare Ablagerungen

1. Bausteine

Aus der Kreideserie wurden am Chamblon fast ausschliesslich die obere und untere Pierre jaune zu Bauzwecken gebrochen. Wie alte Bauten in Yverdon zeigen, scheinen diese leicht oolithischen Echinodermenbreccien als Bausteine sehr geeignet zu sein. Sie besitzen jedoch den Nachteil, dass sie infolge der ausgesprochenen Klüftung und Schichtung nur selten in grösseren Quadern gebrochen werden können (vgl. P. Niggli u. a., 1915). Heute spielen diese Kalke als Bausteine kaum mehr eine Rolle. Grössere Blöcke verwendet man für Ufer- und Kanalverbauungen, die ganze übrige, auch heute noch beträchtliche Ausbeute wird zur Beschotterung gebrochen. Früher hat man die Kalke der Steinbrüche Uttins I und II an Ort und Stelle gebrannt.

Als weiteren Baustein beutete man früher Molassesandsteine aus, so z. B. den Grès de Suscévaz, Grès de Mathod, Grès de Belmont und Grès de Cuarny. Heute werden diese durchwegs als schlecht zu bezeichnenden Sandsteine nicht mehr verwendet. Kleinere Muschelsandsteinbrüche waren einst in der Umgebung von Cronay im Betriebe.

2. Schotter und Sande

Früher baute man Schotter und Sande in einer grossen Zahl von Gruben auf fast allen Strandwällen ab, so dass diese dadurch weitgehend zerstört wurden und heute oft kaum noch als solche erkannt werden können. Diese Schotter waren von ausgezeichneter Qualität, sehr gut gewaschen, gerundet und aufbereitet. Die Vorkommen sind, wie auch die Flußschotter im Unterlaufe des Talent, heute fast völlig erschöpft.

Seit kurzer Zeit beginnt man nun die fluvioglazialen Schotter auf dem Plateau beidseits von La Brinaz (nordwestlich Yverdon) in grossen Gruben auszubeuten. Diese Schotter sind sehr geschätzt, da sie wenig lehmige Bestandteile aufweisen und die Gerölle gut gerundet sind. Die grobe Fraktion der künstlichen Aufbereitung wird zu Strassenschottern gebrochen.

3. Lehm

Ziegeleien nutzten bis vor wenigen Jahren die Gehängelehmvorkommen bei Mathod südlich Les Tuileries und bei Valentin. Anstehende Molassetone beutete man bei Calamin aus. Diese Lehmvorkommen sowie ihre technologischen Untersuchungsresultate sind in E. Letsch u. a. (1907) beschrieben. Heute ist sowohl der Tonabbau wie auch die Ziegelfabrikation überall eingestellt.

4. Torf

Die Torfausbeute in der Orbe-Ebene war früher bedeutend, ist jedoch im untern Teil der Ebene seit vielen Jahren völlig eingestellt. Die meisten alten Torfstiche sind durch künstliche Aufschüttungen eingeebnet.

5. Erdölindikationen

Bituminöse Imprägnationen lassen sich sowohl in der Kreide wie in der Molasse beobachten. Diese Vorkommen und alle damit verbundenen Probleme waren in neuerer Zeit Gegenstand eingehender Unter-

suchungen. Wir verweisen auf die neuere Fachliteratur (C. Schmidt, 1917; Arn. Heim, 1919; E. Meyer, 1935/36; H. Lagotala, 1937; H. E. Althaus, 1947, und H. M. Schuppli, 1950) und geben in der Folge nur einige ergänzende Beobachtungen.

Kreide (Chamblon): Stark oxydiertes Bitumen ist in fast allen neueren Aufschlüssen zu beobachten. Diese Asphaltvorkommen sind dabei fast durchwegs an Klüfte und Brüche gebunden; dabei kann gelegentlich in Spalten ein dickflüssiges, schwarzes Bitumen in kleinen Mengen gesammelt werden. Hartes, schwarzes Bitumen kommt am Rande der Blockschutt-Tasche (Uttins IV) vor.

Bei den im Abbau befindlichen Steinbrüchen Uttins IV und Cornaz (bei Moulinet) ist stellenweise die Pierre jaune durch Bitumen leicht imprägniert. Der Geruch nach Erdöl ist dabei auffallend und die Chloroformreaktion stark positiv. Eine deutliche Imprägnation zeigen auch die strohgelben, oolithischen oberen Pierre jaune-Kalke an der Basis des aufgelassenen Steinbruches bei Budelan. Extraktionsversuche mit Chloroform nach gleicher Versuchsanordnung, wie sie A. Hartmann, 1919, beschrieb, ergaben:

Uttins IV	Pierre jaune		inférieur	3,2 %
Cornaz.	»	»	»	1,8 %
Budelan frisch	»	»	supérieur	2,9 %
Budelan oberflächlich	»	»	»	1,8 %

Bei dieser Bestimmung konnten die leicht flüchtigen Anteile nicht erfasst werden.

Felduntersuchungen zeigten, dass wahrscheinlich gewisse Farbänderungen in der Pierre jaune (von Ockergelb zu Graugrün) und in den Marnes d'Uttins (von intensivem Ockergelb zu Graugrün), die oft entlang von Spalten und Verwerfungen beobachtet werden, durch Reduktionserscheinungen von Fe-Verbindungen hervorgerufen werden. Untersuchungen zeigen einen bedeutenden Pyritgehalt in den graugrün oder graublau verfärbten Gesteinspartien. Es scheint, dass das in den Spalten und Klüften zirkulierende Bitumen eine partielle Reduktion der Fe'''-Verbindungen zu Fe''-Verbindungen und die Pyritbildung begünstigten. Wir versuchten, diese Erscheinung chemisch zu erfassen, indem wir zwei Totalanalysen verschieden gefärbter Uttins-Mergel, die nur wenige Zentimeter voneinander entfernt lagen, ausführten. Der Unterschied der beiden Fe'' : Fe'''-Verhältnisse war jedoch nicht so bedeutend, wie erwartet wurde.

Molasse: Die in der Literatur erstmals von J. Itier (1839) erwähnten bituminösen Molassesandsteine südwestlich Mathod im Bois-de-Vuavre (bei P. 512), die später in zahlreichen Arbeiten zitiert werden (z. B. S. Chavannes, 1854 *b*; A. Jaccard, 1869; J. H. Schaay, 1912; R. de Girard und R. de Buman, 1913 etc.), liegen ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes. Sie wurden früher abgebaut, und man gewann durch Kochen mit Wasser ein Öl. Diese Sandsteine gehören wahrscheinlich dem Mittelstampien an und scheinen den Grès de Suscévaz zu entsprechen. Die Untersuchungen von E. Meyer ergaben neben den Erdölindikationen in der Bohrung von Cuarny (vgl. H. E. Althaus) innerhalb unseres Untersuchungsgebietes noch einen leicht imprägnierten Sandstein (Grès de Mathod?) südlich Trésy (Pachire, nordwestlich Mathod), der von uns nicht mehr gefunden wurde.

Dafür stellten wir fest, dass der Grès de Suscévaz leicht durch Bitumen imprägniert ist. Bituminöse Partien wurden vor allem im Steinbruch beim Friedhof Greney (534,05/179,2) südlich Suscévaz gefunden. Die Chloroformreaktion war positiv. Durchgeführte Extraktionsversuche mit Chloroform ergaben einen Durchschnitt von 1,4 % Bitumen (vier Proben). Die reichste Probe zeigte einen Gehalt von 2,6 %.

Damit wird erneut die Feststellung der Untersuchungen der PEK bestätigt, wonach sich die Erdölimprägnationen vor allem auf die untersten Molasseschichten (Serie der untern bunten Mergel und tiefere Molasseschichten) beschränken.

Gasquelle von Cuarny

Die schon seit dem 14. Jahrhundert bekannte Quelle mit brennbarem Gas bei La Minnaz (543,690/180,360) nordöstlich von Cuarny ist in neuerer Zeit von C. Schmidt (1917) und Arn. Heim (1919) beschrieben und von A. Hartmann (1919) chemisch und physikalisch untersucht worden. Die Gase, die

der Serie der Gipsmergel entsteigen, waren früher von einer sulfatisch mineralisierten kleinen Quelle begleitet. Heute ist der Schacht zugedeckt, die Quelle versickert, und das Gas entweicht einem in die Erde eingelassenen Eisenrohr. Über den Ertrag der Gase werden sehr abweichende Resultate angegeben. C. Schmidt fand nach Abteufen eines 5-m-Schachtes einen Ertrag von 442 cm^3/sec. Hartmann kann dagegen zwei Jahre später nur noch 11,6 cm^3/sec. feststellen. Nach unseren Schätzungen scheint der von Hartmann gemessene Ertrag auch noch dem heutigen Werte zu entsprechen.

Nach Hartmann enthält das Gas 89,2 % Methan und 10,2 % Stickstoff, der an der Quelle deutlich feststellbare H_2S-Gehalt macht nur 0,025 % aus. Der schon von Heim hervorgehobene starke Schwefelwasserstoffgeruch 5 m südwestlich der Quelle kann auch noch heute festgestellt werden. C. Schmidt fand bei der Sondierung im Quellschacht horizontale Schichtlage, kaum 50 m südöstlich dieser Stelle fällt dagegen der Grès de Cuarny mit rund 50° nach SE. Wir haben hier nicht nur eine scharfe Knickstelle in der Cuarny-Antiklinale anzunehmen, auf die C. Schmidt und Arn. Heim (1919) hinweisen, sondern eine Verwerfung, der entlang die Gasquelle von Cuarny aus der Tiefe emporsteigt und entweicht.

Curriculum vitae

Am 2. April 1922 wurde ich, Hans Andreas Jordi, von Dürrenroth, als Sohn des Eugen Jordi, Graphiker, und der Emma geb. Wägli in Belp geboren. Nach Absolvierung der Primar- und Sekundarschule trat ich 1940 in die Lehrwerkstätte der Stadt Bern ein, die ich nach vierjähriger Lehrzeit als Mechaniker mit Diplom verliess. Nach zweijähriger Vorbereitung (Institut Humboldtianum) immatrikulierte ich mich nach erfolgreich bestandener Zulassungsprüfung an der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern.

Meine Geologiestudien, die durch mehr als einjährige Militärdienstleistung unterbrochen wurden, begann ich im Frühjahr 1946. Im Spätherbst 1948 konnte ich unter Leitung von Herrn Prof. Dr. R. F. Rutsch die vorliegende Dissertation in Angriff nehmen.

Während meiner Studienzeit besuchte ich Vorlesungen und Praktika folgender Herren: J. Cadisch (Geologie), W. Feitknecht (anorganische Chemie), H. Greinacher (Physik), H. Günzler-Seiffert (Stratigraphie-Geologie), Th. Hügi (Einführung in die Gesteinsanalyse), H. Huttenlocher (Mineralogie-Petrographie), F. Lehmann (Zoologie), M. Reichel (mikropaläontologisches Praktikum, Universität Basel), R. F. Rutsch (Paläontologie-Geologie), W. Schneeberger (Völkerkunde), W. Schopfer (Botanik), R. Signer (organische Chemie), A. Streckeisen (Petrographie).

Tafel II

Geologische Kartenskizze des Steinbruchbezirkes bei Uttins am Mont de Chamblon

Topographische und geologische Aufnahmen

von

H. A. Jordi

Oktober 1950

Masstab 1:2000

0 50 100 m

o a-d *Lage der Taschen (siehe Textfig. 7a-d)*

▲ *Asphaltimprägnation*

✱ *Fossilfundstelle (s = Säugetiere)*

Verwerfung, beobachtet, vermutet

Steinbrüche (I)-(VII)

16 *Streichen und Fallen*

Künstliche Aufschüttung

Gehängeschutt

Tasche mit Blockschutt

Siderolithische Taschen

Obere Pierre jaune

Marnes d'Uttins

Untere Pierre jaune

Mergelkalkzone

Obere Hauterivienmergel

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

WASSERMANN A.G., BASEL

Tafel II

Geologische Kartenskizze des Steinbruchbezirkes bei Uttins am Mont de Chamblon

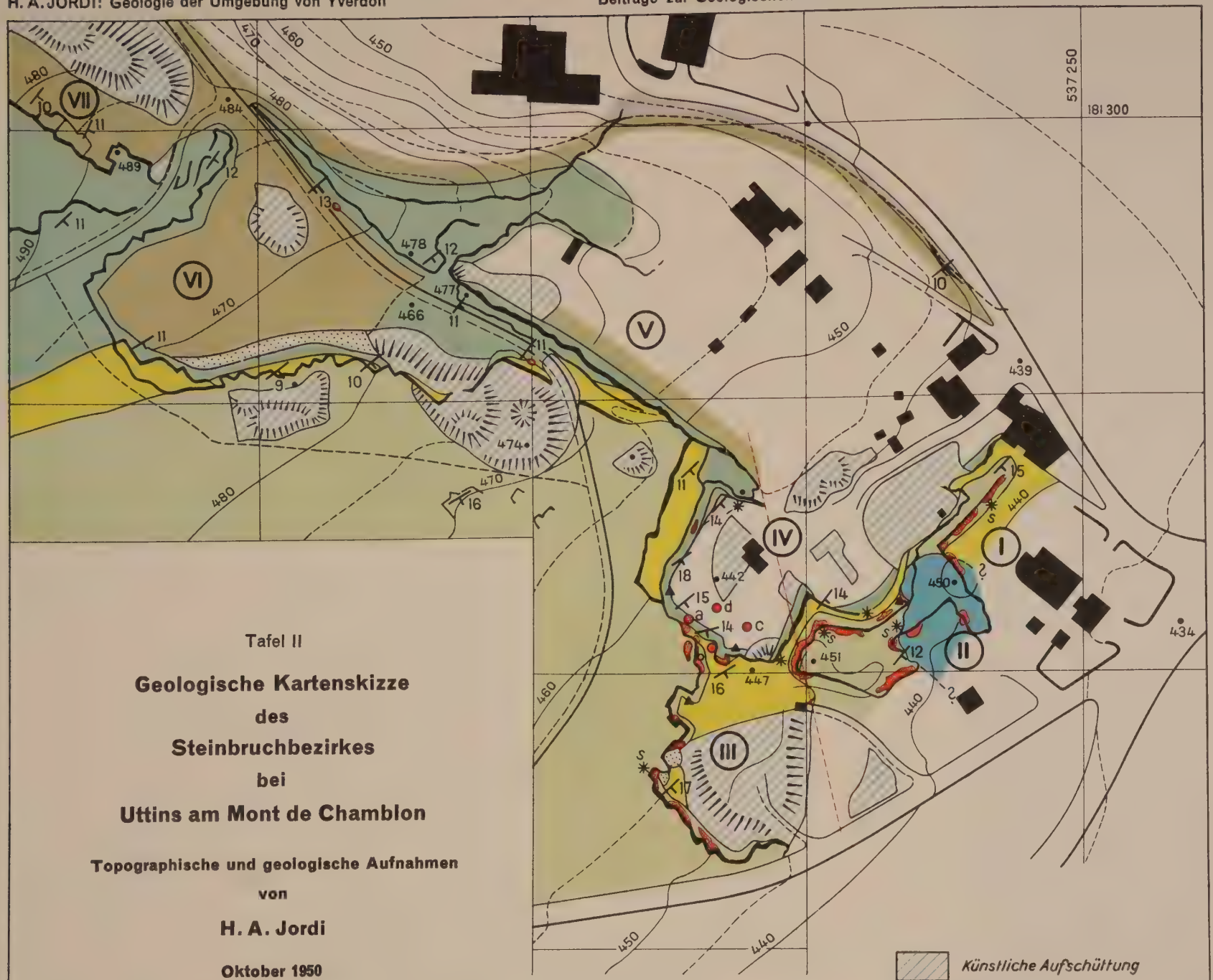
Topographische und geologische Aufnahmen von

H. A. Jordi

Oktober 1950

Masstab 1:2000

0 50 100m



R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

WASSERMANN A.G., BASEL

Tafel III

Sedimentpetrographisch untersuchte Molasseprofile

von H. A. Jordi

Serie der untern bunten Mergel

Profil in Tongrube bei Calamin (SE Yverdon)

Knollig-bröckelige dunkle Tone mit Helicidenkernen und Konkretionen

Bröckelig

Hart und gefleckt

Bröckelig, nach oben feinblätterig

Bröckelig, mit Konkretionen

Bröckelig

Glimmerreich, ziemlich weich, nach oben allgemein in Mergel übergehend

Glimmerreich, mittel- bis feinkörnig, nach oben in buntgefleckte bröckelige Mergel übergehend

Allmähliche Übergänge

Allmähliche Übergänge

Plastisch, blätterig, nach oben in bröckelige Mergel übergehend

Wechsellagerung

Sedimentationszyklus:

Über fossilführendem (Säugetierreste), kalkarmem, graugrünem Horizont folgen feinblätterige braune Tone, die nach oben bröckelig und sandig werden und in mergeligen Sandstein übergehen.

Kleiner Sedimentationszyklus wie oben

Kleiner Sedimentationszyklus

Kleiner Sedimentationszyklus

Kleiner Sedimentationszyklus, jedoch mit knolliger Schicht beginnend

Allgemeiner Sedimentationszyklus von unten nach oben:

Feinblätterige, ockergelbe bis braune Tone, nach oben übergehend in kalkreiche bröckelige Mergel, die rot und ockergelb gefleckt sind. Nach oben Zunahme des Sandgehaltes u. schliesslich übergehend in Sandbänke. Die Sandsteinbank kann jedoch auch mit scharfer Grenze einsetzen. Nach oben gehen diese in sandige Mergel über, und schliesslich folgen feinbröckelige, rot- und grüngefleckte, später rote und violette Mergel, die oben mit intensiv graugrünfarbigem, kalkarmem Horizont abschliessen (Sedimentationsstillstand?), welcher gelegentlich Fossilien enthält. Darüber folgt mit scharfer Grenze der nächste Sedimentationszyklus

In blaugrauen tonigen Mergeln Einlagerung von Süsswasserkalk, bituminös, braun, mit löcheriger Oberfläche, Chara-führend

Graugrüner, sandig-toniger Horizont mit Säugetierresten, Land- und Süsswasserschnecken und zusammengeschwemmtem Pflanzenmaterial

Sedimentationszyklus

Sedimentationszyklus

Sedimentationszyklus

Sedimentationszyklus

Sedimentationszyklus:
Intensiv graugrüner, kalkarmer Abschlusshorizont (Sedimentationsstillstand)
Feinbröckelige Mergel, dunkelviolett
Feinbröckelige Mergel, rot
Sandige Mergel, gefleckt: rot, grüngrau und ockergelb
Grobbröckelige, sandige Mergel, graugrün, mit roten Flecken
Feinbröckelige, bunte Mergel
Feinblätterige Tone, stumpfockerfarbig

lithol. Profil — allgemeine Bemerkungen

Serien der „Grès de Mathod", „Süsswasserkalke & Dolomite" und „Gipsmergel"

Profil über Grands-Champs (Essert-Pittet) 535,22/176,05

Klüftiger Sandstein, nach oben stark mergelig werdend

Blätterige Mergelkalke, wechsellagernd mit feinblätterigen Tonen. Auf Kluftflächen intensiv ockergelb gefärbt. Gelegentlich kohlige Einlagerungen

Feinkörnig, glimmerreich

Blätterig, plastisch

Bituminöse Seekreide, sandig

Seekreide, leicht sandig

Unionidenbank, alles kleine Formen

Wechsellagerung zwischen Sandsteinbänken und Seekreidehorizonten

Sehr harter dunkelbrauner Süsswasserkalk

Sandstein, nach oben allmählich in Mergel übergehend

Oberer Dolomithorizont, dicht, weiss, muschelige Bruchfläche ziemlich hart

Graue sandige Mergel

Sandkalkhorizont, knollig

Unterer Dolomithorizont, porös, quelltuffähnlich, weich, gelblichweiss

Knollige und horizontal aussetzende Süsswasserkalke

Bunte Mergel

Bunte, vorherrschend violette Tone

Knollig, sandig, viel Schwemmkohlenteilchen

Süsswasserkalke, einzelne Bänke unten dunkelbraun, stark bituminös stinkend, vielfach leicht blättrig. Nach oben werden sie heller, gelblich und hart. Poröse Bänke stinken beim Anschlagen besonders stark. Den Bänken zwischengelagert sind Seekreiden (Stinkmergel)

Kalkreiche Mergel bis Seekreiden, bituminöse Horizonte mit Fossiltrümmern

Süsswasserkalke und Seekreiden sehr fossilreich, besonders Planorben und Chara-Oogonien, gelegentlich auch Unioniden

Über kohligem Horizont mit Säugetierresten folgen leicht sandige bröckelige Mergel, die nach oben in Seekreiden und Süsswasserkalke übergehen. Mergel sind meist bunt gefleckt

Glimmerreicher Knauersandstein

Serie der Gipsmergel / Serie der Süsswasserkalke und Dolomite / Serie der Grès de Mathod

lithol. Profil — allgemeine Bemerkungen

Serie der Gipsmergel

Profil nördlich Belmont (Yverdon) 537,55/177,69

Feinkörnig, gebankt

Leicht bituminös

Stark bituminös stinkend, mittleres Niveau leicht porös

Grobbankig, nach oben in Seekreide übergehend

Mergeliger Sandstein, nach oben in Seekreide übergehend, die Chara-Oogonien enthält neben Knochenbruchstücken von Säugetieren? und Heliciden-Trümmern

Plattig, kreidig

Kohliger Abschlusshorizont eines Sandsteinkomplexes mit viel kohligem Material (alter Vegetationsboden?)

Gipsmergel, knollig, bröckelig

Süsswasserkalk, über einer 4 cm dicken Fasergipslinse

Lücke ca. 3 m

Dunkle blätterige Tone

Hart, plattig Wechsellagerung von Sandsteinhorizonten und dunklen blätterigen Tonen, oft kalkreichere Partien. Blattabdrücke

Plattig

Dunkler kohliger Sandhorizont, eventuell alter Vegetationsboden?

Typischer Gipssandstein, nach unten in bröckelige gipsführende Tone übergehend

Harter Gipssandstein mit Cyrenen-Pflaster

Fasergipsplatten in dunklen, sandigen, gipsführenden Mergeln. Rosettenartige Gipskristall-Aggregate recht häufig

Harter Gipssandstein, nach oben in Seekreide übergehend, die Schalentrümmer enthält und mit einer Süsswasserkalkbank abschliesst

Weich, plastisch

Seekreideähnlicher Absatz, der jedoch 25-35% Chalzedon-Ausscheidungen enthält

Seekreide und Süsswasserkalk

Gipssandstein, nach unten in Gipsmergel übergehend. Auf Schicht- und Kluftflächen Fasergips-Ausscheidungen, Gips auch fein verteilt im Sandstein

Sandstein, knollig, in mergeliger Grundmasse

Harte plattige Sandsteine

Feinkörniger Sandstein, nach oben in Seekreide übergehend, die mit Süsswasserkalkbank abschliesst

Feinkörniger, stellenweise plattiger Sandstein, nach oben in Seekreide und Süsswasserkalkbank übergehend

Sandiger, blaugrauer Süsswasserkalk

Stark wechselnd im Kalkgehalt, verschiedene Seekreidehorizonte

Sehr harter brauner Sandstein

Gutgebankter Sandstein, oben mit kohligem Horizont abschliessend

Harte, hervortretende Gipssandsteinbank, abschliessend mit dunklem, kohligem Sandhorizont (eventuell alter Vegetationsboden?)

Tillières-Schichten / obere Gipsmergel / untere Gipsmergel

lithol. Profil — allgemeine Bemerkungen

Farbkurve

Der Farbton bezieht sich auf bergfeuchtes, frischangeschlagenes Gestein.

Generelle Gesteinsfarbe.

- Farbe von Flecken (vorherrschend)
- Farbe von Flecken (untergeordnet)

dunkel bis schwarz; blaugrau bis violett (kalkarm); braun; dunkler; grau; grün; grün bis dunkelgrün

Probenummer der sedimentp. Untersuchung

Graphische Darstellung der Anteile von Kalk, Gips, Silt-Ton und Sand am Gestein

- **Sand** — Fraktion über 0,06 mm Korndurchmesser nach Entfernen des Kalkes
- **Silt-Ton** — Fraktion unter 0,06 mm Korndurchmesser nach Entfernen des Kalkes
- **Kalk** — errechnet aus dem im Passonapparat bestimmten CO_2-Werte.
- **Gips** — und andere in verdünnter (1%n) HCl löslichen Produkte
- Differenz zwischen der Kalkbestimmung auf Basis des CO_2-Wertes und der Löslichkeit in 1%n HCl, die nicht auf Gips zurückzuführen ist.

Mächtigkeit über Profilbasis (neuer Ver.)

Farbkurve — Probe Nr. — Basis 461 m — Basis 520 m — Basis 465 m

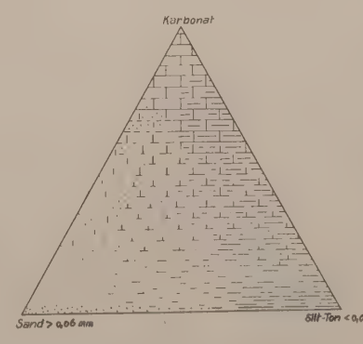
BESONDERE VORKOMMNISSE

- *S Säugetierreste
- *L Landschnecken
- *P Süsswasserschnecken
- *M Süsswassermuscheln
- *T Schalentrümmer
- *C Cyrenenpflaster
- CH Charaoogonien
- B Blattabdrücke
- Pf Pflanzenhäcksel
- K Schwemmholzeinlagerungen

- Dolomit, dicht
- Dolomit, porös
- Fasergipslinse
- Gips fein verteilt
- Chalzedonausscheidungen
- Dunkle, kohlige Horizonte
- Intensiv grüne Abschlusshorizonte eines Zyklus
- Pyritdrusen

LITHOLOGIE

- Kalk
- Mergelkalk
- Sandmergel, kalkreich
- Mergel, kalkreich
- Mergel,
- Mergel, sandig
- Silt-Ton
- Silt-Ton, sandig
- Sandstein, siltig-tonig
- Sandstein, mergelig
- Sandstein, kalkig
- Sandstein



Tafel IV

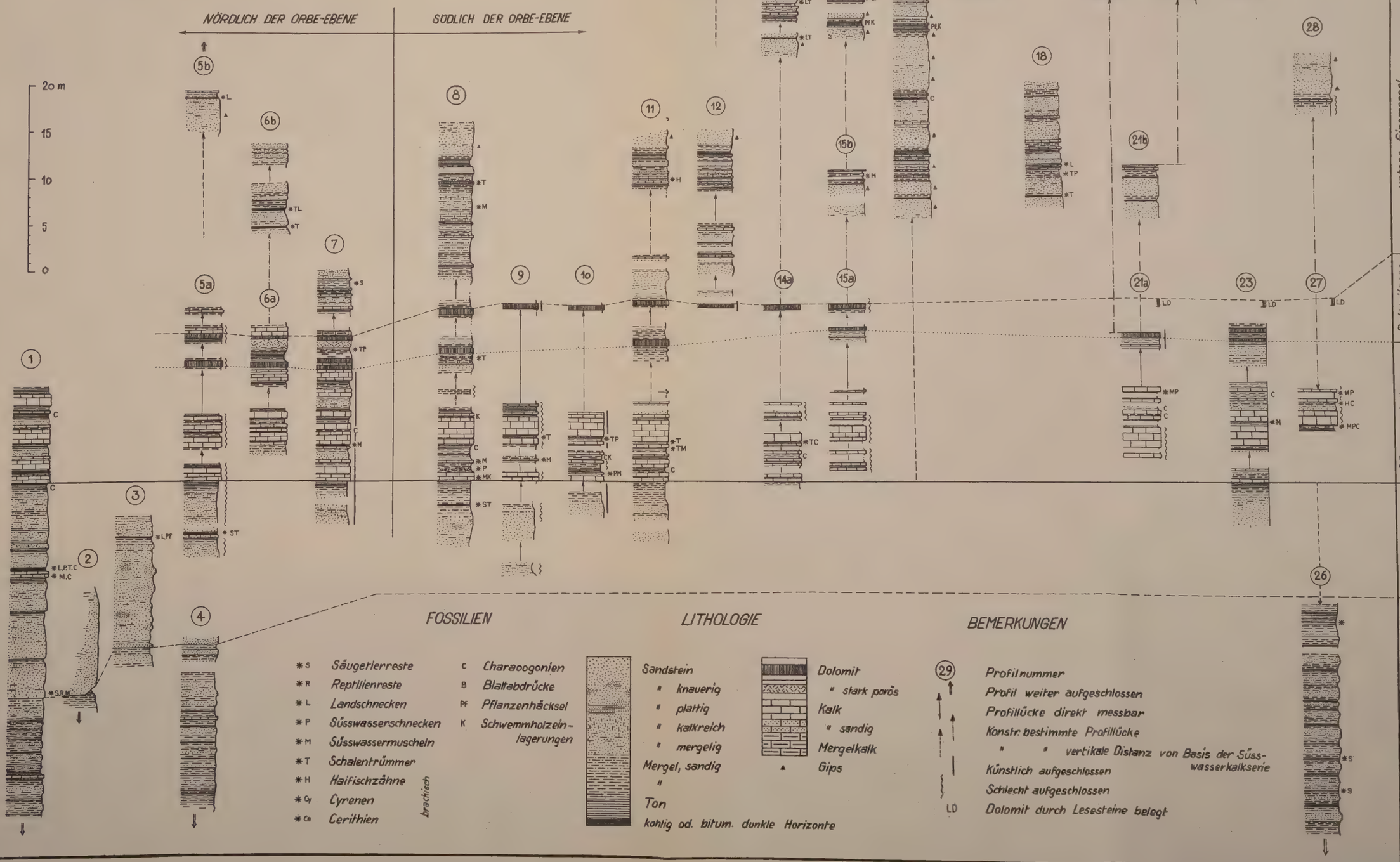
Das Oberstampien südlich von Yverdon

Versuch einer stratigraphischen Koordination einiger Aufschlüsse

von

H. A. Jordi

Profil	Lokalität	Profilbasis Koordinaten	Höhe	Profil	Lokalität	Profilbasis Koordinaten	Höhe
1	Westlich Rances	529,87 / 179,1o	545 m	15b	Bach westlich Belmont	537,48 / 177,48	48o m
2	Westlich Rances	529,87 / 179,o7	555 m	15c	Bach westlich Belmont	537,47 / 177,35	5oo m
3	Plantax, nördl. Mathod	533,26 / 18o,75	51o m	16	Bach nördlich Belmont	537,55 / 177,69	465 m
4	Oestlich La Ruche	533,o3 / 18o.95	5oo m	17	Bach Champs-Magnin (Buron)	538,65 / 176,34	475 m
5a	Copettes, südöstl.Champvent	534,oo / 181,31	468 m	18	Buron, westlich Epautheyres	538,83 / 176,88	465 m
5b	Copettes, südöstl.Champvent	534,o3 / 181,53	5o5 m	19	Buron, westlich Epautheyres	538,77 / 176,9o	465 m
6a	Graben östl. Champvent	534,38 / 181,82	465 m	2o	Bach nördlich Epautheyres	539,25 / 177,19	48o m
6b	Graben östl. Champvent	534,27 / 181,87	5oo m	21a	Nördlich Brücke über Buron	539,o3 / 177,5o	455 m
7	Nördl. Moulinet, Str.Montagny	535,52 / 182,o4	447 m	21b	Côtes de Treytorrens	539,o7 / 177,45	465 m
8	Grands Champs, nördl. Essert	535,22 / 176,o5	52o m	21c	Bächlein östl. Buronbrücke	539,15 / 177,3o	48o m
9	Côtes de Chalamont	535,77 / 176,83	48o m	22	Südhang Le Vounoz	54o,58 / 18o,14	5o5 m
1o	Renche, südl. Ependes	536,45 / 176,92	475 m	23	Ueber Vermont, SE Yverdon	54o,o5 / 179,67	485 m
11	Seitenbach W , südl. Ependes	536,46 / 176,82	465 m	24	Nördl. Moulin, La Nibecaz	539,32 / 178,12	465 m
12	Rutsch am Ependesbach	536,7o / 176,41	485 m	25	Oestlich Champ-Pittet	541,34 / 181,85	445 m
13	Westl. Tillerée, Ependesbach	536,67 / 176,2o	54o m	26	Tongrube Calamin, SE Yverdon	54o,o9 / 179,77	46o m
14a	Seitenbach E, SE von Ependes	536,85 / 177,o7	46o m	27	Scheibenstand, Le Vounoz	54o,6o / 18o,22	48o m
14b	Seitenbach E, SE von Ependes	537,o8 / 176,92	5o5 m	28	Ueber Scheibenstand Le Vounoz	54o,7o / 18o,26	51o m
15a	Bach westlich Belmont	537,26 / 177,49	455 m				



Tafel V

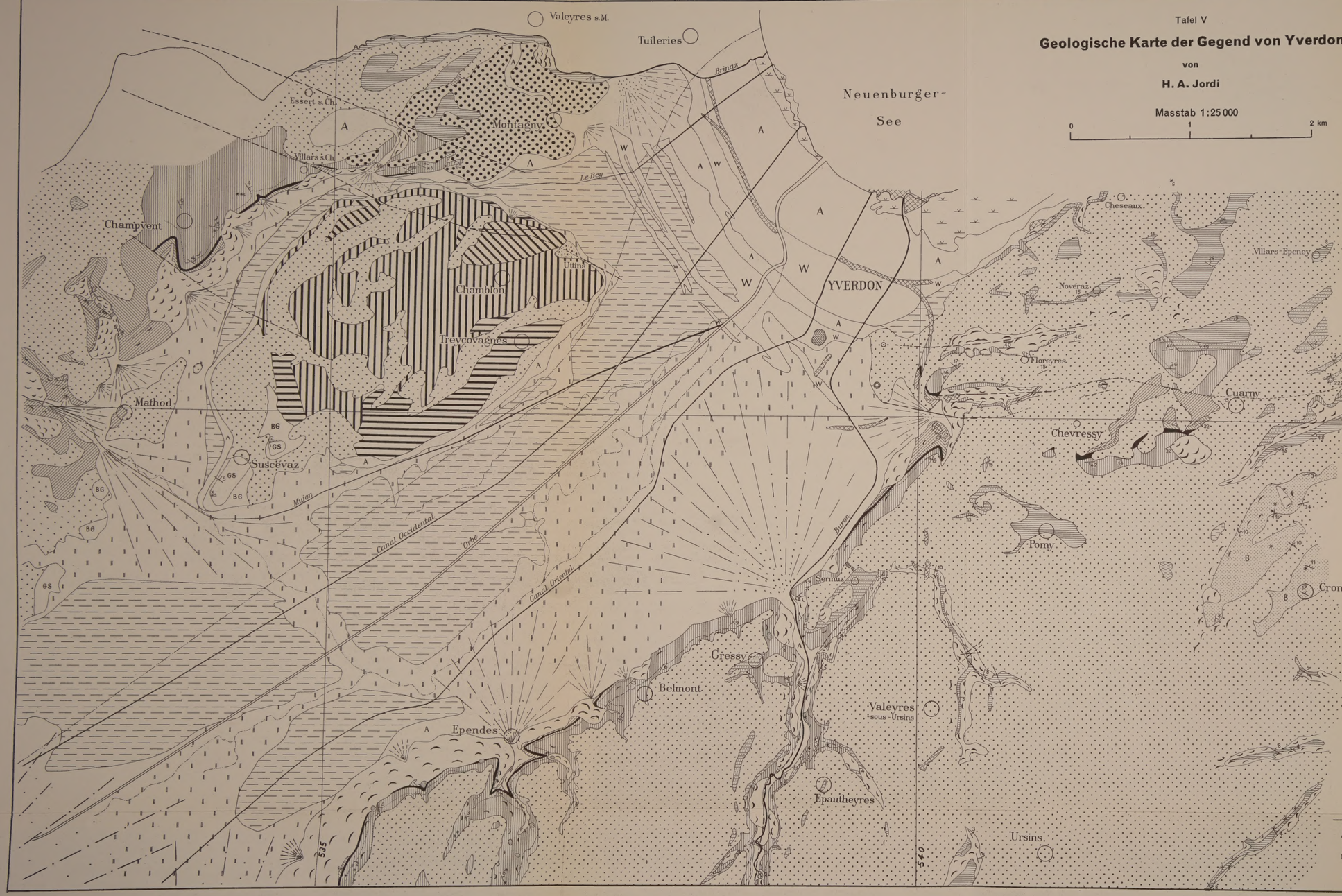
Geologische Karte der Gegend von Yverdon

von

H. A. Jordi

Masstab 1:25 000

0 1 2 km



Quartär

Alluvium

- Torf unter Lehm
- Torf, zum Teil auf Kies
- Moor
- Sumpf
- A — Tiefste Talsohle
- Schuttkegel: lehmige, kiesige
- W — Strandwälle
- Quelltuff
- Bergsturz
- Rutschung mit Abrissnische
- künstliche Aufschüttung: urgeschichtliche, recente

Diluvium

- Moräne
- Schotter

Molasse

Burdigalien	B	Serie der plattigen marinen Sandsteine und Muschelsandsteine
Aquitanien		Serie der oberen bunten Mergel
Oberstampien — Oberes Chattien		Serie der Grès de Cuarny
		Serie der Gipsmergel, mit Tillerée-Schichten
		Serie der Süsswasserkalke und Dolomite
		Serie der Grès de Mathod
Unterstampien — Unteres Chattien		Serie der unteren bunten Mergel
	GS	Grès de Suscévaz
	BG	Bunte Mergel mit Glaukonit-Sandsteinbänken

Siderolithikum

S — Geschichtete siderolithische Ablagerungen

Kreide

- Barrémien
- Hauterivien
- Berriasien und Valanginien

- Brüche, Überschiebungen beobachtet, vermutet
- Gasquelle von Cuarny
- Thermalquelle Yverdon
- Mineralquelle Arkina
- 2228 — Tiefbohrung auf Erdöl bei Cuarny
- alte Flussläufe
- Projektierter Rhone-Rhein-Kanal
- * — Fossilfundstelle S = Säuger